ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ
БІЛІМ ЖӘНЕ ҒЫЛЫМ МИНИСТРЛІГІ

Қ.И. Сәтбаев атындағы
Қазақ ұлттық техникалық университеті

Е.М. Ахметов

ГЕОФИЗИКА ӘДІСТЕРІНЕ КІРІСПЕ

Оқу практикасына арналған оқу құралы

Университеттің Ғылыми-әдістемелік кеңесі
оқу құралы ретінде ұсынған

Алматы 2014

ЖОК 550.8(075)
ББК 26. 32 я 7
А94

А94 Ахметов Е.М. Геофизика әдістеріне кіріспе: Оқу құралы. – Алматы: ҚазҰТУ, 2014. – 117 б.
Сурет 32. Кесте 7 . Библогр. – 11 атау.
ISBN 978-601-228-616-8

Оқу құралында барлау геофизикасының теориялық негіздері, өрістерді өлшеу аспаптары, далалық жұмыс жасау принциптері, өрістерді өңдеу, талдау мен талқылау әдістері, алынған өрістер нәтижелерін графиктер немесе изосызықтар карталарымен бейнелеу амалдары келтірілген. Әр бөлімнің аяғында білімді тексеру және пысықтауға арналған бақылау сұрақтары берілген. Соңында кітапта кездесетін терминдерге түсініктеме, глоссарий берілген.

Оқу құралы жаратылыстану ғылымдары мамандарына, студенттер мен магистранттарына арналған.

ЖОК 550.8(075)
ББК 26. 32 я 7

Пікір жазғандар:
Исаева Л.Д., геол.-минер. ғыл.док., профессор
Рахымбаев М.М., техн. ғыл. докторы;
Нысанбаев Т.Е., геол.-минер. ғыл. кандидаты

Қазақстан Республикасы Білім және ғылым министрлігінің 2014 жылғы басылым жоспары бойынша басылды.

ISBN 978-601-228-616-8

© Ахметов Е.М. 2014
© ҚазҰТУ, 2014

КІРІСПЕ

Құрметті оқырман! Сіз «Геофизика» атты мамандықты таңдағаныңызда, келешегі бар кәсіпті таңдадыңыз деп есептеймін. XX ғасырда көптеген жаңа да жылдам дамыған ақпараттану, био-, нано- технологиямен байланысты мамандықтар пайда болғанымен, геофизика атты кәсіп өз маңыздылығын жоғалтқан жоқ. Мұндай пікірді нақтылау үшін бірнеше дәлел келтірейік.

***Біріншіден*,** геофизиканың ғылым ретінде іздеу нысаны – біздің планетамыз Жер, дәлірек айтсақ жер қыртысы (литосфера). Литосфера бетінде барлық адамзат өмір сүреді және осында адамзатқа қажетті энергия көздері, қазба байлықтар орналасқан және адам, геофизикалық әдістерімен жерасты, жербеті және ауа кеңістігін игерумен айналысады.

***Екіншіден*,** геофизика өте жылдам дамып келе жатқан ғылым. Бұл ғылым көптеген физикалық құбылыстарды зерттеу барысында адамзатқа ғылыми шығармашылыққа жол ашады. Кәсіпқой геофизик – физика, математика, геология, тау-кен, есептеу және компьютерлік технология, экология, т.б. ғылымдарды терең білуі қажет.

***Үшіншіден*,** геофизика – тек кәсіп емес, бұл маманның тұрмыс дәстүрі деп айтсақ та болады себебі, бұл мамандықты таңдаған адам көрмеген елді және жерді көреді, қызықты адамдармен танысып, қызметтес болады және сирек кездесетін табиғи құбылыстарды өз көзімен көріп және оны зерттейді.

Қорыта келгенде, геофизикалық зерттеулер қымбат және жоғары технологиялық іс-әрекетке жатады және бұл зерттеулерсіз отын энергетикасы және тау-кен кешенін дамыту мүмкін емес.

Қазіргі кезеңде де ғалымдардың Жер физикасына деген қызығушылығы бәсеңдер емес. Барлау геофизикасының «Күміс» және «Алтын» ғасыры XX ғасырға сәйкес келеді. Яғни, осы

кезде КСРО, Америка, Франция және Канада ғалымдарының күшімен Жерді физикалық тұрғыдан зерттеу негізі қаланды. Күрделі аппаратуралар және геофизикалық деректерді өңдейтін, сараптама жасайтын программалар жасалды. Жерді ғаламдық тұрғыдан зерттеуде сейсмобарлау, гравибарлау, магниттібарлау, электрбарлау және ядролық геофизика әдістері зор үлесін қосты.

XXI ғасыр геофизикаға жаңа белестер анықтап берді. Жер қыртысында жаңа физикалық құбылыстардың пайда болуы, есептеу, микропроцессорлы техниканың жедел дамуы, жоғары қуатты компьютерлердің шығуы және деректерді өлшеумен өңдеу аралығын қысқартатын каналдардың пайда болуы, бұл, деректерді жылдам өңдеу және ғылыми сараптау мүмкіндігін ұлғайтты. Қазіргі кезеңдегі геофизиканың технологиялық мүмкіндігі жоғарылады, ал бұл геофизиканың шешетін есептерін күрделі етті. Мұны алдыңғы онжылдықта шешу, құрметті оқырман, Сіздің қолыңызда.

Оқу құралы үш бөлімнен тұрады. Әр бөлім оқырманға геофизика мамандығына біртіндеп «енуге» мүмкіншілік береді.

Бірінші бөлімде жалпы және **қолданбалы геофизиканың** немен айналысатыны туралы айтылады. Мұнда жалпы түсінік, анықтамалар мен терминдер беріледі. Заманға сай Жер туралы түсінік, онда өтіп жатқан геологиялық және геофизикалық процестер және сол процесті туғызытын күштер туралы баяндалады.

Екінші бөлімде Жер ғылымының бір саласы ***петрофизика*** туралы және оның геофизика саласындағы маңыздылығы туралы айтылады. Қысқаша түрде таужыныстарының физикалық касиеттері, өлшем бірліктері, өлшеу приборлары туралы қысқаша шолу беріледі.

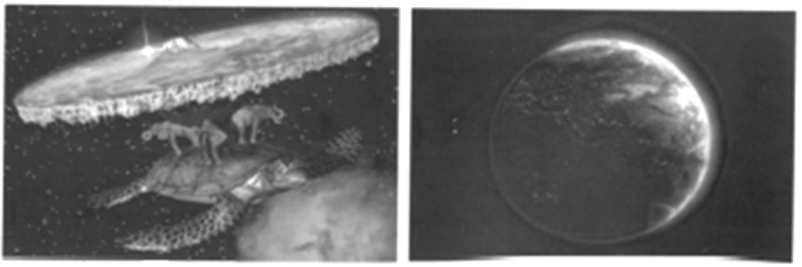
Үшінші бөлімде Жердің физикалық өрістерін өлшеу, өлшеу аспаптары және өңдеу әдістері туралы баяндалады. Бұл бөлімде өрістерді талдау, сараптама жасау және геофизикалық өрісті геологиялық тұрғыдан талдаудың жалпы түсінігі беріледі.

Оқу құралының авторы, оқырман, әсіресе жас оқырман кітапта баяндалған геофизикалық әдістерді терең түсініп, алған білімді өз өмірінде қолдана алады және ары қарай дамытады деп сенім артады.

1. ГЕОФИЗИКА ЖӘНЕ ҚОРШАҒАН ОРТА

1.1. Геофизиканың шығу тегі

Адамзаттың өткен өміріне қарасақ, адам ерте заманнан-ақ Жер туралы туралы деректерді жинай және сараптай білген. Қоршаған ортаның ерекшеліктерін және онда болып жатқан процестерді байқай отырып, мысалы жыл маусымы, теңіздің көтерілуімен қайту периодтығы, Күн мен Айдың және де басқа аспан денелерінің қозғалысын көре отырып, ертедегі адамдар өздерінің іс-әрекеттерін, табиғатта өмір сүру мәселерін жоғарыдағы келтірілген құбылыстарға қарай үйлестіре білген. Адамның қоршаған ортаны жете тануын, осы уақытқа дейінгі қоғамды ілгері жылжытатын күш есебінде қарауға болады.



1.1-сурет. Адамзаттың жерге деген көзқарасының өзгеруі

Бұдан екі жарым мың жыл бұрын адамдар қошаған ортадағы болып жатқан құбылыстарды түсіну үшін ***философия*** ғылымы жеткілікті деп санаған. Бірақ та, қоғамның дамуы және алға жылжуына байланысты жаңа білімге қажеттілік туындады, олар: математика, физика, т.б. Адам қоршаған ортаны терең білген сайын жаңа білім салалары пайда бола бастады. Сондықтан, техникалық прогрестің жылдам дамуына байланысты Жер туралы ғылым да дами түсті. География, агрономия, биология, топырақтану, т.б. ғылымдар құрамында геофизика да пайда болды.

Көне заман адамдары төрт түрлі табиғат күші – ***жер, су, ауа және от*** Жерді танудың негізі ретінде қаралып, оларды



1.2-сурет. Төрт табиғат күші

зерттеу барысында Жер ғылымы дамып, ақыр соңында, қазіргі геофизика пайда болады. Бүгін біз жердің қатты қабатын және оған қоса жердің ішкі серпінді-тұтқырлық және пластикалық қабаттары: гидросфера физикасы, мұхит және атмосфера физикасы туралы ғылыми талдаулар жасай аламыз.

Сонымен, Геофизика көне ғылымдар қатарына жатады.

Жер туралы ғылымның негізгі жетістігі – адамзатқа табиғи зор байлықтар және қорларды ашып берді. Демек, бұл ғылым өндірістің қозғаушы күші ретінде қаралып, ғылыми-техниканың дамуына елеулі әсерін тигізді.

Мысалы, XVIII ғасырдағы өндірістік революция адамзатты ұсақ кәсіпшіліктен индустриалды өндіріске көшуге мәжбүр етті, ал бұл адамдардың табиғатқа деген көзқарасын өзгертті. Бұл революция адамзатқа әртүрлі минералдар және де басқа табиғат қорын кең мөлшерде қажет (көмір, темір, түсті металдар) еткізді, ал мұны өндіру қоғамның ілгері дамуына өз әсерін тигізді. XIX ғасырдың аяғы мен XX ғасырдың басында адамзаттың табиғи қорларды пайдалануы өсе түсті. Дамыған капиталистік елдер әлсіз елдерді басып алу, олардың минералды қорларын емін еркін пайдалану үшін отарлау саясатын жүргізді.

Қазіргі кезде өндіріс пен транспорттың дамуына минералдық қорлар ішінде ***мұнай мен газ*** алға шықты. Мұнайгаз арқасында энергетика саласы дамыды, жаңа синтетикалық заттар жасалды және құнды қасиеттері бар жаңа материалдар пайда болды.

Адамзат өзінің шаруашылық қызметі саласында өзеннің гидравликалық күшін, теңіз суының көтерілуін және қайтуын, атомдық энергияны, жердің ішкі жылу энергиясын және мұхит астында жатқан қазба байлықтарды игеруге әрекет жасап жатыр.

Сондықтан, геофизиканың жетістіктері қазіргі технократтық өркениетті қоғамның дамушы күшіне айналды.

Демек, жаратылыс ғылымның ішіндегі ең маңыздысы – геофизика.

1.2. Дүниежүзілік экономиканың дамуына геофизиканың сіңірген еңбегі

Геофизиканың маңыздылығы неде? Оның негізгі шығаратын өнімі қандай? Кен байлықтары ма? Жоқ. Пайдалы қазбаларды өндіру күрделі ғылымды қажет ететін өндіріс.

Ал геофизика болса, бұл ақпаратты өндіреді. Мысалы, қандай физикалық процестер жердің пайда болуына және оның дамуына әсер ететін, Жердің ішкі құрылысының жаһандық және жергілікті масштабтағы ақпарлар. Миллиардтаған немесе триллиондаған байт құрайтын ақпарлар – міне геофизиканың шығаратын өнімі. Өндірілген геофизикалық ақпарлар тек қана ғылыми немесе өндірістік жетістіктер ғана емес. Қазіргі нарықтық экономика кезеңінде, бұл – жоғарғы қосымша бағасы бар коммерциялық тауар. Мұнай-газ өндірісінде геофизикалық зертеулер нәтижелері арқылы өндіріс процесін тиімді ету, оның материалдық және техникалық шығындарын азайту. Геофизиктер бұрын белгісіз болған мұнай қабатын анықтап, бұрғылау нүктесін (координаты) және қандай тереңдікке бұрғылау керектігін көрсетеді. Айта кетейік, ұңғыманы бір километрге бұрғылау $1 миллион шамасында тұрады.

Мұнай мен газ қазіргі кезде адамзаттың негізгі энергия көзі болып саналады. Мұнай мен газды өндіру көптеген мемелекеттердің экономикалық негізін қалайды. Ал мемлекет болса, өз экономикасын бірқалыпты ұстап тұру үшін жерастында жатқан көмірсутекті шикізатты әрдайым растап отыруы керек. Бұдан басқа жаңа рудалық қазба байлықтарды іздеу, барлау жұмыстарын да бәсеңдетпеуі қажет. Демек, геофизикалық ақпарат мемлекеттің қандай көлемде қорға ие, оның сапасы және өндірудің күрделілігі, осының барлығы стратегиялық және мемлекеттің маңыздылығының деңгейін көрсетеді. Яғни, геофизика – мемлекеттің экономикада және саясаттағы қуатты құралы.

Дүниежүзілік экономика жаңа ғасырға аяқ басты. Білім мен ғылымды қажет ететін өндіріс – жоғары технология және инновация қарқындылықты қажет ететін ғасыр. Геофизика ғылымының жетістіктері ғарыштық, ядролық физика және

ақпараттық технология жетістіктерімен пара-пар. Мұндай жоғарғы дәрежелі, қуатты технологиясы бар мемлекеттер озық мемлекеттер қатарын құрайды. Бұл мемлекеттер бәсекелес мемлекеттер ішінде көшбасшы мемлекет қатарына кіреді, жаһандық экономика және саясатты анықтайды.

Іздеу, барлау және кенорнын дайындау кезінде алынған геофизикалық ақпарат бейматериалды активтер қатарына кіреді. Бұл актив білім, ғылымды қажет ететін өндіріс, жоғары технология және үзіліссіз инновация негізінде құрылады.

Кейінгі кезге дейін тек қана Ресей, АҚШ, Франция және Канада геофизика ғылымында және аспап жасауда көш басшы мемлекеттер қатарына кіретін еді, ал қазір бұлардың қатарына геофизикалық техника, технология саласындағы жетістіктерімен Қытай да кіріп отыр.

Геофизика – инновациялық экономика саласында жетекші қызмет атқарады.

1.3. Геофизика және оның жер туралы алатын орны

1.3.1. Жер туралы ғылымдар

XVIII ғасырдан бастап ғылыммен айналысатын зерттеушілер кәсіби ғалымдарға айналды. Олар ғылымның жекелеген салаларында зерттеу жұмыстарын жүргізе бастады. Ғылыми зерттеу жұмысында еңбекті бөлу шаралары пайда болады, ал бұл ғылымның дамуына өз әсерін тигізді. Қазіргі кездегі Жер ғылымы көптеген тармақтарға бөлінеді.

Біздің планетамыз жерді, оның эволюциясын, термодинамикалық жағдайын, химиялық және минералдық құрамын және онда орналасқан жәндіктерді зерттейтін көлемді кешенді ғылым – *жер ғылымдары* деп аталады.

Жер ғылымына қатынасы бар әр ғылым – география, геодезия, геология, геофизика, геохимия, геоинформатика, тау-кен ғылымдарының өзіндік тарихи даму жолы қалыптасты, зерттеу тәсілдері арқылы ғылыми қорлар жинақталды.

Ежелгі Грекияның философтары өздерінің жаратылыстану еңбектерінде қазіргі кезеңде қолданатын Жер ғылымдарының матрицасын жасап кетті.

Мысалы, **география** (көне грек. **γή – «жер»** және **γράφω – «жазамын, суреттеймін»**) – геосфераның және геожүйенің (литосфера, топырақ жамылғысы, гидросферасы, атмосфера және биосфера) кеңістікте және уақыт аралығында орналасу заңдылығын, олардың қарым-қатынысын зерттейтін кешенді ғылым.

Жердің пішіні мен көлемін, жер бетін картада бейнелеу және планда орналастыруды зерттейтін ғылымды **геодезия (δαΐζω – «бөлемін»)** деп айтады. **Геодезия** – дербес индустрия саласы. Жердің пішіні мен мөлшерін, қабылданған координаталар жүйесіндегі нүктелер орнын анықтаудың әдістері мен тәсілдерін зерттейтін, жер бетіндегі өлшеулермен айналысатын Жер туралы ғылымдардың бір саласы. Геодезия ғылымы астрономия және гравиметриямен тығыз байланысты.

Жердің құрамы, құрылымы, даму тарихы, оны құрайтын таужыныстары және оның қойнауында және бетінде болып жатқан процестерді зерттейтін көп тармақты ғылым – **геология** (көне грек. **γή – «жер» λόγος – «сөз»**). Қазба байлықты іздеу және барлау геологияның негізгі мақсаты болып есептеледі.

Геохимия ғылымы көне Мысыр – Египет иероглифі **«хем»** дегеннен шыққан дерек бар. Бұл ғылым жер бетінде және оның әртүрлі тереңдік қойнауында болып жатқан тереңдік процестердің (вулканизм) таужыныстарының химиялық құрамының қалыптасуына, қазба байлықтардың пайда болуына және химиялық үгілу процесіне әсерін зерттейді.

Геоинформатика (лат. ***informare – «пішінін беру, баяндау»)*** – табиғи нысандар қасиеттері мен деректерін сақтау, өңдеу және геоақпараттық жүйелерді құру, жобалау процесімен айналысатын қазіргі заманғы ғылым.

Жер қойнауында жатқан қазба байлықтарды игеру және өңдеумен айналысатын кешенді ғылымды – **тау-кен ғылымы** деп айтады.

Әрине, тағы да **геофизика** (көне грек. **φύσις – *«табиғат»)*** ең маңызды және ең қажетті жер туралы ғылымның бір саласы.

1.3.2. Геофизика

Геофизика қоршаған ортаны физикалық тұрғыдан зерттеу принциптері мен жеткен жетістіктерінде қалыптасқан және Жерде жүріп жатқан процестердің, табиғи құбылыстардың мәнін анықтауға бағытталған.

Жердің құрылуын, оның заттық құрамын, құрылысын, қасиетін, дамуын және жерде жүріп жатқан табиғи, техногенді процестерді физикалық әдістермен зерттейтін кешенді ғылымды геофизика деп атайды.

Геофизиканың зерттеу нысаны:

- Жалпы Жер және оның геосферасы (литосфера, атмосфера, гидросфера);
- Геологиялық процестер (литосфералық плиталардың жылжуы, жер сілкінісі, т.б.);
- Геологиялық орта (таужыныстары, т.б.);
- Геологиялық нысандар (құрылымдар, қазба байлықтар).

Физикалық зерттеу әдістері физикалық өлшемдердің шамасымен тығыз байланысты, себебі, олар зерттеу нысандары мен процестердің қасиеттерін сипаттайды. Зерттеу процесі уақыт аралығына созылған, ал ізденіс нысандары біршама кеңістікте таралған. Сондықтан, нысандар мен процестерді нақты зерттеу үшін физикалық шамалар жиынтығын өлшеу қажет, ал бұл шамалар физикалық өрісті құрайды.

Физикалық өріс деп кеңістікте таралған, нақты физикалық шамамен сипатталатын (тұрақты немесе ауыспалы) көптеген нүктелер жиынтығын айтады.

Физикалық өрістер: скалярлық және векторлық болып екі түрге бөлінеді. **Скалярлық өрістер** тек бір-ақ шама – кеңістікте өзгермелі амплитудамен сипатталады. Ал **векторлық өріс** амплитудамен және кеңістікте өзгермелі векторлық бағытпен сипатталады.

Кеңістікте таралған физикалық өрістердің әрқайсысы өлшем бірлікке ие. Егер кеңістікте $\{x, y, z\}$ координаттар жүйесі берілсе, онда өрістерді жіктеуге болады:

1-өлшемдік, көптеген шамасы бар *f(x)* функциясы тек бір параметрге x байланысты (бір сызық немесе профиль бойымен өлшенген шама);

2-өлшемдік, көптеген шамасы бар *f(x,y)* функциясы тек екі параметрге x,y байланысты (беткей, жазықтық бойымен өлшенген шама);

3-өлшемдік, көптеген шамасы бар *f(x,y,z)* функциясы тек үш параметрге x,y,z байланысты (көлемдік);

4-өлшемдік, *f(x,y,z,t)*, төрт параметрге *x, y, z* және уақытқа *t* байланысты. Біршама уақыт аралығындағы көлемдік өлшем.

Физикалық өрістер болады:

- уақыт арасында кеңістікте таралған физикалық шаманың модулі мен бағыты бірдей болса, **біртекті** өріс, ал өрістің модулі мен бағыты бір нүктеден екінші нүктеге өзгеріп отырса, **біртексіз** дейді;
- кез келген бағытта өріс біркелкі болса, **изотропты**, ал тек кейбір жеке бағытта ғана біркелкі болса, **анизотропты**;
- уақыт аралығында физикалық шаманың мағынасы өзгермесе, **тұрақты**, ал өзгерсе, **тұрақсыз**;
- белгілі уақыт аралығында (период – мезгіл) немесе өрістің шамасы қайталанып тұрса, **периодты**, қайталанбаса, **апериодты;**
- уақыт аралығында немесе кеңістікте өрістің мөлшері синус немесе косинус заңымен өзгерсе гармоникалық дейді;
- өрістің мәнінің кенеттен өзгеруін импульсті өріс дейді.

Геофизикалық өрістер құрамы:

- Жердің табиғи өрістері (гравитациялық, геомагниттік, геоэлектрикалық, сейсмикалық, геотермиялық, ядролы-геофизикалық);
- Техногендік жасанды (жарылыстық, жарылыссыз, электр-генераторлар, ионизациялық сәулелелендіру) физикалық өрістер.

Ал енді геофизика нені зерттейді дегенге келсек, ол геологиялық нысандардан пайда болған әртүрлі ***геофизикалық өрістердің параметрлерін зерттейді.*** Геофизиканы геологиямен салыстырсақ, геологияның зерттеу аймағы – минералдар, жыныстар, қабаттар, құрылымдар, кен байлықтары және басқа геологиялық құбылыстар.

Демек геофизика, геофизикалық өрістердің уақыт аралығында өзгеруін, оның кеңістікте таралуының біркелкі еместігін, құрылымын, табиғатын және оның қалыпты өрістен ауытқу шамасын зерттейді. Ең бастысы, бақылаған өрістер мен Жер құрылысының байланысын анықтауға, геологиялық ортаны құрайтын таужыныстары құрамының біркелкі еместігіне, Жердегі өтіп жатқан процестердің сипаттамасына, Күн мен Айдың әсеріне, ғарыштық сәулелерге, техногендік белсенділікке және биосфераның әсеріне ерекше көңіл бөлу қажет.

Геофизиканың басты мақсаты – Жерде жүріп жатқан тектоникалық қозғалыстар туралы, Жердің ішкі құрылысы мен онда орналасқан кенорындарының кеңістік координаттары туралы толық және шынайы мәлімет беру.

Көптеген ғылыми пәндермен байланысы бар геофизиканы, шешетін мәселелеріне байланысты екі үлкен топқа бөлуге болады (1.3-сурет). Ондай ғылыми бағыттар:

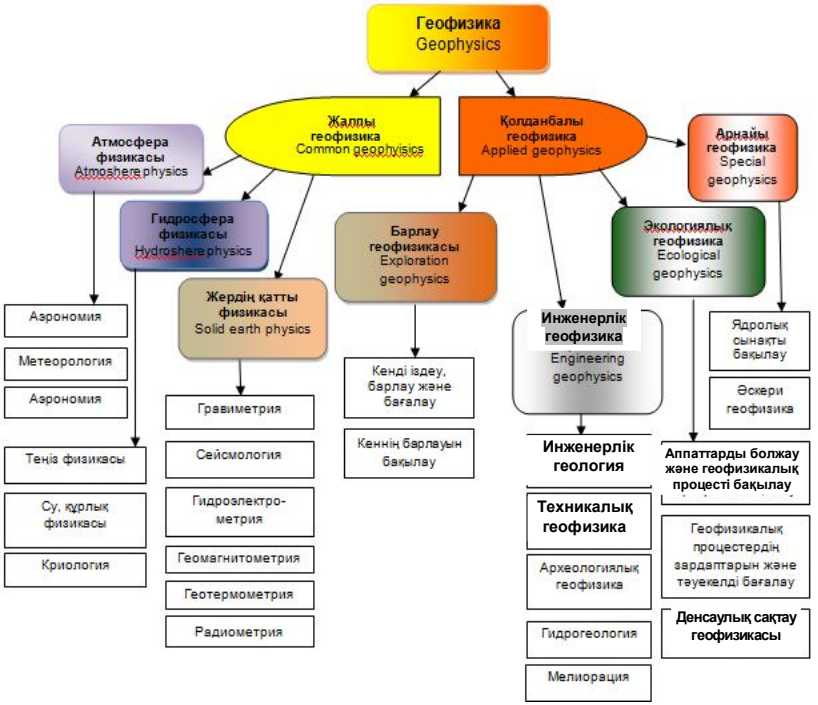
- **Жалпы геофизика.** Жерді және басқа планеталарды фундаменталды тұрғыдан зерттеу;
- **Қолданбалы геофизика.** Адамзаттың түрлі бағыттағы іс-әрекетін зерттеуге бағытталған ғылым.

Сонымен, геофизиканы жан-жақты қарастыра келіп, үш маңызды көзқарасты ерекшелеуге болады, яғни геофизика бұл:

- өзіндік пән (жалпы геофизикаға байланысты);
- геолог мамандарға деректер, мәліметтер дайындайтын кәсіп (қолданбалы геофизика);
- физика теориясын дәлелдейтін алып лаборатория (физиканың бір бөлігі ретінде).

Жер ғылымдардың ішінде геофизика жердің тереңдік құрылымын және құрылысын зерттейтін жалғыз ғылым. Бұл зерттеудің ерекшелігі, жердің физикалық қасиеттері терминін де зерттеп, оны соңыра геологиялық деректермен толықтырады.

Әрине, геофизика Жерде қазіргі кезде болып жатқан процестерді сипаттайды. Геофизиканың көмегімен өткен шақты зерттеуде қолдануға болады. Ондай зерттеулер радиометриялық даталау (жыныстың немесе руданың пайда болу уақытын анықтау) және палеомагниттік зерттеулер.



1.3-сурет. Геофизика және онымен байланысты ғылымдар

Геофизиканың ғылыми принциптері келешекті де болжауға мүмкіншілік береді. Мысалы, жерде жүріп жатқан кейбір процестерді әртүрлі уақыт арасында бақылау жүргізіп, өлшенген физикалық өрістің қаншама өзгеріске ұшырағанына байланысты геодинамикалық процестерді анықтауға және зерттеуге болады. Қорыта келе, геофизика, ізденіс нысаны туралы алғашқы мәліметтерді пайдаланып, өтіп жатқан процестердің дәл физика-математикалық моделін тұрғызуға болады және Жерді зерттеудің негізгі «кілті» болып есептеледі.

Бақылау сұрақтары:

1. Ерте замандағы адамдар қоршаған ортада болып жатқан құбылыстарды зерттеуде қандай ғылымды қолданды?
2. Жерді зерттеу үшін адамзат қандай табиғи күштерді пайдаланды?
3. Жер туралы ғылым дегеніміз не?
4. Жер туралы ғылым адамзатқа қандай пайда әкелді?
5. Өндірістік революция қай ғасырда және не себептен пайда болды?
6. Адамзаттың қазіргі кезеңдегі ең маңызды энергия көзі?
7. Геофизика нені өндіреді?
8. Геофизикалық ақпарлар мемлекеттің қандай күші болып саналады?
9. Жер туралы ғылымдар тізбегін атаңыз?
10. Геофизика дегеніміз не? Анықтамасын айтыңыз?
11. Геофизиканың зерттеу нысанын айтыңыз?
12. Физикалық өрістің анықтамасын айтыңыз?
13. Физикалық өріс қанша түрге бөлінеді?
14. Физикалық өрістің параметрлерін айтыңыз?
15. Табиғи өріс дегеніміз не?
16. Жасанды өріс дегеніміз не?
17. Геофизика нені зерттейді?
18. Геофизика ғылымы қанша топқа бөлінеді?

2. ПЕТРОФИЗИКА

2.1. Таужыныстарының физикалық қасиеттері

Таужыныстарының физикалық қасиетін зерттейтін ғылымды петрофизика деп айтады. Петрофизика (таужынысының физикасы) – таужынысының әртүрлі физикалық қасиеттерін зерттейді, олардың бірімен-бірінің және жалпы жердің физикалық өрістерімен байланысын қарастырады.

Петрофизика, геология мен геофизика ілімдерінің түйіскен жерінде орын тапқан, жер ғылымының қолданбалы түрінің бір бөлігі. Жерді физикалық тұрғыдан зерттейді және заттың физикалық құрамын анықтаумен айналысады.

Егерде таужынысын петрофизика қағида тұрғысынан қарастырсақ, бұл, құрамы үш өлшемді күрделі зат, яғни, құрамында қатты (бір немесе бірнеше минерал), сұйық (су, мұнай, мұнай өнімдері) және газды (ауа, жанар газдар) фазалардан тұрады. Таужыныстарының физикалық параметрлері осы фазалардың қасиетіне байланысы мен олардың таужыныстар арасындағы сандық қатынастарымен анықталады. Мысалы, қатты фазаның физикалық қасиеттері – тығыздық, магниттік, электрлік, серпінділік, жылулық және ядролық таужыныстарының құрамындағы химиялық элементтерінің атомдық құрылымына, сұйық пен қатты фазаның қатынасына, температуралық және геологиялық факторларға тәуелді екені байқалады. Геологиялық факторға мысалы, магмалық таужынысының термодинамикалық пайда болу шартына, метаморфизмге және шөгінді таужыныстарының пайда болу шартына таужыныстарының құрылымдық-текстуралық ерекшеліктері кіреді. Демек, жер бетінде өлшенетін өрістер жоғарыда келтірілген таужыныстардың физикалық қасиеттеріне тығыз байланысты екенін көрсетеді. 1.1-кестеде табиғатта жиі кездесетін таужыныстарының классификациясы көрсетілген. Кестеде таужыныстарының физикалық қасиеттері берілген: тығыздық **(σ)** пен кеуектілік **(K_n)**, серпінділік (сейсмикалық қума V_P, көлденең ***Vs*** толқындар), магниттік қабылдағыш **(χ)** қасиеті, электрлік (меншікті электр кедергісі ρ).

1.1-кесте

Таужыныстары	**Тығыздық σ, г/см³**	**Кеуектілік n,%**	**Серпінді толқындар жылдамдығы, *км/с***			**Магниттік қабылдағыштығы, $\chi*10^{-5}$ бір.СИ**	**Меншікті электр кедергісі *ρ* ,Ом*м**
			Vp		***Vs***		
			Газға қаныққан	**Мұнайға қаныққан**			
МАГМАЛЫҚ							
Ультранегізді (пироксенит)	3.2-3.3	0,3-0,5	7,5	8,5	4,5	1000-25000	10^5-10^6
Негізгі							
Габбро	2,9-3,0	0,01-1	6,0	6,6	3,8	300-15000	10^4-10^7
диорит	2,7-2,8	0,01-1	5,6	6,3	3,5	1000-70000	10^3-10^7
Қышқыл							
Гранодиорит	2,7	0,2-5	4,6	6,0	3,3	100-45000	10^3-10^6
гранит	2,6	0,1-3	3,0	5,5	2,8	40-40000	20^3-10^5
ЭФФУЗИВТІ							
Диабаз	2,9	0,1-5	3,5	6,5	3,5	500-150000	10^5-10^6
базальт	2,5	3-6		3,0	5,5	100-150000	10^3-10^7
МЕТАМОРФТЫ							
Гнейстер	2,7	0,01-1	3,8	5,6	3,2	100-2000	10^3-10^5
Тақта тас	2,6	0,01-1	3,5	4,8	3,0	50-3000	10^3-10^5
ШӨГІНДІ							
Әктас	2,6	2-25	2	6,0	3	50-2500	100-10^5
Доломит	2,7	2-17	1	5,5	2,5	50-800	100-10^4
Әксаз	2,4	5-35	1,5	4,5	2	10-1000	10-10^3
Құмтас	2,5	2-35	1	4,5	1	50-5000	100-10^3
Гравий-галечник	3	2-20	0,8	2,5	0,5	50-5000	100-10^3
Құмтас	1,5-2	2-40	0,5	2,0	0,2	50-5000	10-10^4
аргиллит	1,2-2,4	2-40	1,5	1,5	0,4	10-1000	1-100

2.2. Магниттік қасиеттері

Кернеулігі ***T*** магнит өрісіне енгізілген таужынысы сол кернеудің әсерінен магниттеледі. Олай болса, ортаның магниттелуін сипаттайтын өрісті магниттік индукция деп айтады:

$$B = J\,\mu_o(T+J), \qquad (2.1)$$

мұндағы $\boldsymbol{J}$ – таужыныстарының магниттелу қарқындылығы, $\boldsymbol{\mu_o}$ – ваккуумның магнитөткізгіштік қабілеттілігі. Таужыныстарының магниттелу қарқындылығы магниттеуші өрістің шамасымен сол жыныстың магниттелу қабылеттілігіне тығыз байланысты.

$$J = \chi T, \tag{2.2}$$

мұндағы $\boldsymbol{\chi}$ – таужынысының магниттелу қабілеттілігі.

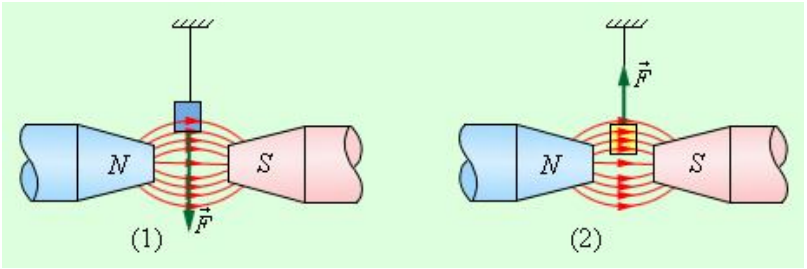
Магниттелу қарқындылығы мен кернеудің өлшем бірлігі ампер/метр (А/м), ал таужынысының ең аз магниттелу шамасы 10^{-3} А/м. Таужынысының магниттелу қабілеттілігі өлшемсіз шама, бірақ та, СИ өлшем бірлігі мен СГС өлшем бірлік жүйесінде әртүрлі шамаға тең:

$$\chi(СИ) = 4\pi\chi(СГС), \tag{2.3}$$

Магниттібарлауда таужынысының магниттік қабылдау қабілеттілігі $\chi * 10^{-5}$ СИ $_{бір.}$ немесе $\chi * 10^{-6}$ СГС $_{бір.}$ өлшенеді.

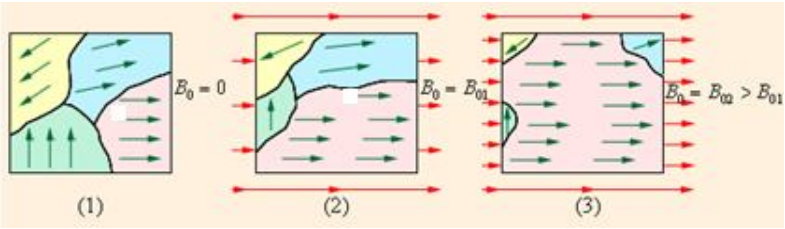
Барлық таужыныстары магниттелу қабілеттілігіне байланысты: диамагниттік, парамагниттік және ферромагниттік болып үш топқа бөлінеді. Диамагниттік заттар магниттелгенде магниттелу бағыты таужыныстарына әсер ететін сыртқы магниттеуші өріске қарама-карсы бағытталған, сондықтан оның магниттік қабылдағыш қасиеті теріс, демек ($\chi<0$). Диамагнитті заттарға металдар – алтын, күміс, цинк, висмут; минералдар – галит, галенит, мұнай, гипс, күкірт, т.б жатады.

Ал парамагниттік заттарда магниттелу бағыты сыртқы магниттеуші өріспен бағыттас, сондықтан оның магниттік қабылдағыш қасиеті оң, яғни ($\chi>0$). Оларға таужынысын құрайтын минералдар тобы кіреді – плагиоклаз, далалық калий шпаты, мусковит, аппатит, турмалин, мусковит, т.б. Парамагнетикті таужыныстарының магниттік қабылдағыш қасиеті 10^{-4} СИ $_{бір.}$ аспайды (2.1-сурет).



2.1-сурет. Магнит өрісіндегі (1) – парамагнетик, (2) – диамагнетик

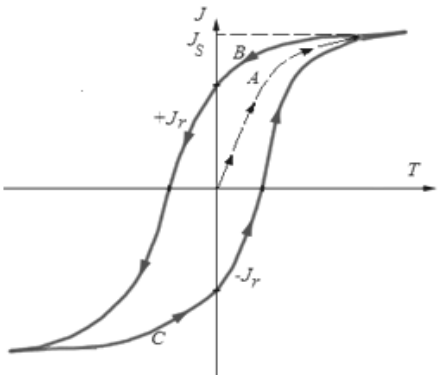
Ферромагнетиктерде сыртқы магнит өрісінің қатысынсыз-ақ заттың атомдық магниттік моменттері реттеліп, біріне-бірі параллель және бір бағыта бағытталады. Ферромагнетизм тек аздаған минералдарға тән, өте сирек кездесетін аномальдық құбылыс (2.2-сурет).



2.2-сурет Ферромагнитті минералдың магниттелуі

Егер таужынысы құрамында аздаған ферромагнитті минералдар болса, ол сол таужынысының магниттік пішінін (түрін) өзгертіп жібереді. Негізгі ферромагнетиктер оксидтер мен металды сульфидтер, әсіресе темір ерекше іс атқарады, себебі ол таужыныстарының құрамында көптеп кездеседі. Құрамында темірі бар силикаттар мен алюмосиликаттардың (биотит, оливин, амфиболит) магниттелу қасиеті, құрамындағы темірге байланысты, олардың магниттелуі жоғары $2*10^{-4}$ СИ дәрежесіне жетеді. Демек таужыныстарының магниттелу қабілеттілігі құрамындағы ферромагнитті минералдарға – магнетит (Fe_3O_4), гематит (Fe_2O_3), металды емес ферромагнетик – титаномагнетит (Ti_3O_4), титаногематит (Ti_2O_3) тәуелді екені байқалады.

Таужыныстары магнетизмін тереңірек ұғу үшін сыртқы **Т** магнит өрісіне енгізілген ферромагнетиктің магниттелуін қарастырайық. Физика курсынан белгілі бұл құбылысты магниттік «гистерезиз ілмегі» деп айтады (2.3-сурет).



2.3-сурет. Магниттік гистерезис ілмегі

Егерде магниттелмеген ферромагнетикке сыртқы магнит өрісімен әсер етсек, басында, магниттелу сыртқы магнит өрісіне пропорционал өседі де (***A***), белгілі шамаға жеткенде ферромагнетиктің «магниттік қанығу» процесі байқалады. Мұны ***Js*** – магниттік қанығу деңгейі деп атайды. Егерде магнит өрісін біртіндеп азайтсақ, ферромагнетиктің магнитсізделуі басталады, ол (***B)*** қисығымен жүреді. Сыртқы магниттеуші өріс нөлге тең болғанда, ферромагнетик өзінің бұрынғы магниттелу қабілетінің біразын сақтап қалады, мұны қалдық немесе қалдыңқы магниттелу (**+J_r)** деп айтады. Өрісті нөлден төмендетіп теріс бағытта өсірсек, ферромагнетик тағы да қанығады. Магнит өрісін нөлге дейін апарсақ ***C***, онда ферромагнетик теріс магниттеледі (**-J_r**). Сонда, сыртқы магниттеуші өрістің әсерінен ферромагнетиктің өзі тұрақты магнитке айналады. Демек, құрамында ферромагнитті минералдары бар таужыныстары пайда болған геологиялық дәуірге байланысты қалдық магниттелу қасиетін сақтайды. Бұл құбылысты зерттейтін ғылымды палеомагнетизм деп атайды.

Таужынысының магниттелу қабілеттілігіне көптеген факторлар әсер ететіндіктен алдын-ала болжау кейбір жағдайда қателікке әкеледі. Жалпы магниттелу деңгейіне байланысты таужыныстары төменгі қатарды құрайды (ең магнитті таужынысынан бастап):

интрузивті→эффузивті→метаморфты-→шөгінді.

Интрузивті таужынысы ішінде, негізгі таужыныстары қышқыл тау жыныстарына қарағанда магниттелу деңгейі біршама жоғары. Бұл жалпы тенденция. Бірақ та, бұл жалпы таужыныстарына тән тенденция әрқашанда сақтала бермейді, себебі біртекті таужыныстарының ішінде магниттелу қабілеттілігі әртүрлі.

Таужыныстарының магниттелу қабілеттілігін каппаметрмен өлшейді (2.4-сурет). Үлгінің магниттік қабілеттілігін өлшеу екі бөлімнен тұрады:



2.4-сурет. Каппаметр КТ-5

1. Еркін ауада каппаметрді калибровка жасау қажет. Ол үшін каппаметрдің өлшем ауданын, кедергі жасайтын нысандардан аулақ ұстап, ауаға қаратып өлшеу кнопкасын басу керек.

2. Үлгінің магниттік қабілеттілігін анықтау. Калибровканы жасап біткеннен кейін каппаметрдің өлшеу ауданына үлгіні тақап өлшеу кнопкасын басу керек. Каппаметрдің дисплейінде көрінетін сан өлшеніп жатқан $\chi \cdot 10^{-3}$ СИ $_{бір.}$ Таужынысының магниттік қабылдау қабілеттілігін көрсетеді. Өлшеу барысында төменгі мәселелерге аса көңіл аудару қажет: 1) өлшемдердің барлығын (өлшем қателігі көбеймес үшін) кедергі жасайтын компьютер, жұмыс жасап тұрған приборлардан аулақ (кем дегенде 1.5 м-ден алшақ) жерде жасау қажет; 2) өлшенетін үлгіні каппаметрдің өлшем ауданының тура ортасына мүмкіншілігінше жайпақ бетімен беттестіру керек.

Барлық таужыныстары магниттік қасиеті анизатропты және изонтропты немесе біртекті емес болғандықтан, таужынысының магниттік қабылдау қабілеттілігін дәлірек анықтау үшін 4 рет өлшем жасау қажет. Өлшем барысында таужынысының үлгісін өлшем осінен 90º-қа бұрып тұру қажет. Өлшенген өлшемдерді журналға жазып, таужынысының орта мәнін ($\chi_{орта}$) есептеп шығару қажет.

Таужынысының магниттік қабылдау қасиетін дәлірек анықтау үшін таужынысының үлгісіне төмендегі шарт қойылады: а) үлгінің диаметрі каппаметрдің өлшеу ауданынан кіші болмауы қажет; б) үлгінің қалыңдығы 6 см-ден кем болмауы керек. Жоғарыдағы шарт орындалса, өлшенген таужынысының магниттік қабылдау қасиеті шындыққа біршама жақындау болады. Егерде таужынысының параметрлері жоғарыда қойылған шартқа келмесе, мысалы, көлемі кіші болса, онда үлгінің көлемі кіші болғаны үшін түзету енгізу қажет.

2.3. Таужынысының тығыздығы

Таужынысының тығыздығы деп бірлік көлемде орналасқан жыныстың сандық массасы арасындағы қарым қатынасты айтады.

$$\sigma = M/V\,, \qquad (2.4)$$

Тығыздық СИ жүйесінде 1 кг/м³, ал СГС жүйесінде 1 г/см³ өлшенеді. Үлгінің тығыздығын гидростатикалық әдіспен немесе арнайы прибор денситометрмен анықталады. Гидростатикалық әдіс те, кеуектілігі жоқ үлгі де төменгі формуламен анықтады

$$\sigma = P_1/P_1\text{-}P_2\,, \qquad (2.5)$$

мұндағы $P_1\text{-}P_2$ – үлгінің ауадағы және судағы салмағы. Денситометрде тығыздық арнайы шкала г/см³ градуировка жасалған.

Егерде таужынысы геометриялық дұрыс дене құрайтын болса, онда оның көлемін тауып үлгінің тығыздығын (2.4) өрнегімен анықтауға болады. Тек бұл жағдайда үлгінің салмағын жоғары дәлдікпен өлшейтін таразыда өлшеу қажет.

Таужыныстарының тығыздығы 1,2 г/см³ мен 3,5 г/см³ аралығында өзгереді. Тығыздығы өсу жағынан таужыныстары төмендегі қатарды құрайды: шөгінді → магмалық → метаморфты. Магмалық таужыныстарында: эффузивтіден интрузивті жынысына өткенде, ал магмалық таужыныстарында, қышқылдан негізгі таужынысына ауысқанда тығыздық өседі.

Тығыздық қасиеті жағынан таужыныстары бес топқа бөлінеді:

1-топ (0.5-1.5 г/см³): кеуектілігі жоғарғы дәрежелі жыныстар батпақты және ізбестік ил, бор және туфтардың кейбір түрлері;

2-топ (1.5-2.5 г/см³): тығыздығы төмен жыныстармен рудалар. Олар – жоғарғы күлді тас көмірлер, антрациттер, батпақтар, құмтастар, ізбесті-магнезиялық шөгінді жыныстар, тұздар, гипстер, батпақты бокситтер және графит.

3-топ (2.5-3.5 г/см³): тығыздығы орташа таужыныстар мен рудалар кіреді. Олар – тығыз құмтастар, алевролиттер, аргилиттер, ізбестер, доломиттер, дуниттер, габбро, граниттер, кристалды сланцылар, полиметалды рудалар.

4-топ (2.5- 4.5 г/см³): тығыздығы жоғары рудалар. Олар – сульфидті колчеданды рудалар, магнетиттер, титаномагнетиттер, т.б.

5-топ (>4.5 г/см³): тығыздығы өте жоғары рудалар. Олар – біртұтас оловянды, мысты-колчеданды рудалар.

2.4. Электрлік қасиеттері

Таужыныстарының электрөткізгіштік шамасы мен түрі көптеген факторға байланысты, олардың ішінде шешушісі ретінде: жыныстың минералдық және фазалық құрамына, құрылымдық құрылысына, температура және таужынысына түсірілетін қысымға тәуелді. Жыныстың қаңқасын құрайтын минералдардың көбісі диэлектриктер, ал жыныс ішіндегі газдық фазалар электр тогын өткізбейтін изолятор.

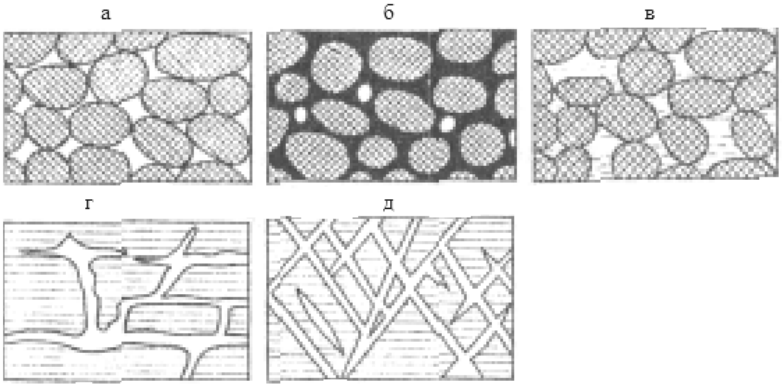
Сұйық фазаның меншікті электр кедергісі таужынысын құрайтын минералдардан бірнеше есе кем. Көбінесе сұйық фаза минералданған судан тұрады. Бұл фаза жыныстарда берік байланысқан, бос байланысқан және еркін судан тұрады. Кейбір минералдарда химиялық байланысқан су болады. Жыныстардың электр өткізгіштігі әсіресе еркін және бос байланысқан суға тәуелді. Демек, таужынысының суға қанығуы таужыныстарының меншікті электр кедергісінің қалыптасуына ерекше рөл атқарады.

Сулы ерітінділерден басқа таужынысының меншікті электр кедергісіне токты жақсы өткізетін электронды минералдар – рудалық минералдар (сульфидтер, металдар тотықтары) және көмірлер өз үлесін қосады. Таужынысының кедергілік шамасын төмендетуге үлесін қосатын таскөмірленген құмтастар, жақпар тастар, гнейстер. Жер қыртысының жалпы массасының 0.15 %-ын сульфидтенген жыныстары алып жатыр. Олар шашыранды түйіршіктелген, тамыршықталған (прожилковые) және біртұтас сульфидтер. Сульфидтердің меншікті электр кедергісі өте төмен: 10^2 мен 10^{-5} Ом*м аралығында. Ал сульфидті – күкіртті колчедан, әртүрлі полиметалдық, никельді-күміс рудалар электр тогын жақсы өткізгіш ретінде сипатталады. Таужынысының құрамында сульфидтер саны 7-ден 15 % болса, онда оның кедергісі біршама төмендейді.

Электрөткізгіштік қабілеттілігіне байланысты минералдар үш топқа бөлінеді:

1. Өткізгіш минералдар, ρ мәні 10-нан 10^{-4} Ом см-ге дейін;
2. Жартылай өткізгіш минералдар, р мәні 106 –109 Ом см-ге дейін;
3. Өткізбейтін минералдар, р мәні 10^{10} – 10^{17} Ом см-ге дейін.

Негізгі таужынысын құраушы минералдар (кварц, слюда, доломит, кальцит, т.б.) өте жоғары меншікті кедергілерімен сипатталады. Олай болса, құрамында аталған минералдар бар жыныстардың меншікті кедергісі де жоғары болуы керек. Дегенмен, іс жүзінде олай емес, таужыныстарының меншікті кедергісі орташа мөлшерде болады (2.5-сурет).



2.5-сурет. Әртүрлі кеуекті жыныстар
а – жақсы сұрыпталған түйіршіктер; б – сұрыпталған түйіршіктер және түйіршік арасы цементтеуші затпен толтырылған; в – сазды құмтас, шашыранды сазды материалдар; г – жарық қуыстар; д – жарықшалар

Мұның себебі, жыныстың меншікті кедергісі минералдың құрамы емес, негізінен, жоғарыда айтылғандай оның ылғалдығымен анықталады, ал ылғалдық жыныстың кеуектілігі мен жарықшақтығына тікелей байланысты.

Жыныстың кеуектілігі оның құрамындағы қуыстар көлемінің барлық көлемге қатынасымен анықталады. Кеуектілігі бойынша жыныстар үш топқа бөлінеді.

1. Атқылама жыныстар (гранит, диабаз, диорит, габбро, перидотит, порфир, т.б.), кварцит, мәрмәр. Олардың кеуектілік мөлшері 2–3 %-ға дейін, өте сирек 7–8 %-ға дейін жетеді.

2. Органикалық әктас, доломит, құмтас, жіктас, гипс, бор, ангидрит жыныстары үшін кеуектілік мөлшері 1–2 %-дан 15–25 %, сирек – 30–35 %-ға дейін жетеді.

3. Саз, әксаз, құм, торф, топырақ өте жоғары кеуектіліктерімен сипатталады (20 %-дан 50-55 %-ға дейін, торф – 80 %).

Жер қойнауында электрмагнит өрісінің таралуын сипаттайтын екінші параметр – заттың *диэлектрлік өтімділігі*. Диэлектрлік өтімділік электр зарядтарының өзара әрекеттесуін сипаттайтын Кулон формуласындағы кері пропорционалды коэффициент. Заттың диэлектрлік коэффициенті деп сол заттағы

электр өрісі кернеулігінің вакуумдегі электр өрісі кернеулігіне қатынасын сипаттайтын коэффициентті айтады.

$$\varepsilon = \varepsilon_0(1 + \chi_d),$$

мұндағы ε_0 – вакуумдегі диэлектрлік өтімділік, χ_d – диэлектриктің диэлектрлік өтімділігі. Диэлектрлік қабілеттілік ауа үшін нөлге тең (χ_d =0), ал $\varepsilon_0=(1/36\pi)10^{-9}$ ф/м. Таужыныстары үшін диэлектрлік өтімділік ε_0-ден 100 ε_0-ге дейінгі аралықта өзгереді.

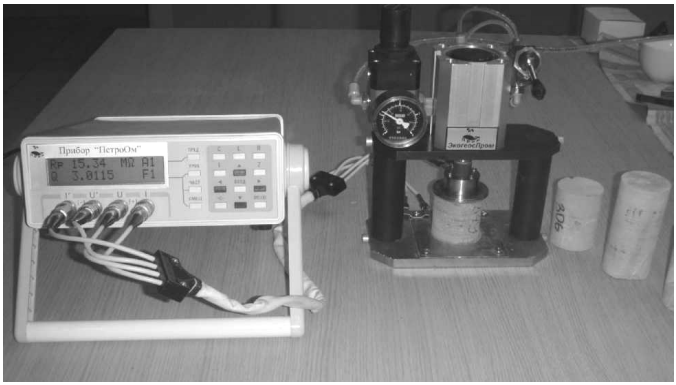
Электрбарлаудың тұрақты ток тәсіліңде ε параметрі электрмагниттік өлшеулерге әсері болмайды. Ал, жердің жоғарғы жиілікті электрмагнит өрісіне (жиілігі мыңдаған килогерц) оның әсері айтарлықтай. Сондықтан бұл коэффициент электрбарлаудың радиотолқынды жиіліктерінде жұмыс істейтін тәсілдерінде қарастырылады.

Дұрыс геометриялық пішінді таужыныстарының меншікті электр кедергісін «ПетроОм» лабораториялық аспабы арқылы өлшейді (2.6-сурет).

Арнайы қондырғы арқылы таужынысының үлгісінен 100 Гц айнымалы ток өткізіліп, үлгінің толық кедергісі ***R*** өлшенеді. Ары қарай төмендегі өрнек пайдаланып, үлгінің меншікті электр кедергісін табамыз:

$$\rho=R*S/L, \qquad (2.6)$$

мұндағы ***R*** – үлгінің толық кедергісі, ***S*** – үлгінің беткейлік ауданы, ал ***L*** – оның ұзындығы.



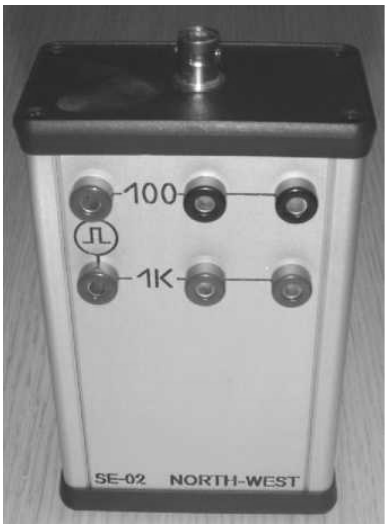
2.6-сурет. Таужынысының кедергісін өлшейтін аспаб «ПетроОм»

«ПетроОммен» жұмыс жасау принципі. Аспаптың керн қысқышына үлгіні бекітеміз. «ПетроОм» меншікті кедергі өлшуішті қосамыз. Аспапта жұмыс жиілігі 100 Гц таңдаймыз. Өлшеуіш панеліндегі ***R*** – кнопкасын басып үлгінің толық кедергісін өлшейміз. Үлгіні аударып толық кедергіні қайта өлшейміз. Екі өлшемнің орта есебін тауып, (2.6) өрнегімен меншікті электр кедергісін табамыз.

2.5. Поляризациялық қасиеттері

Таужынысының бойымен ток өткізгенде, жыныстың өз бойына электр зарядын жинау және электр тогын өшіргенде электр зарядының бәсеңдеуін бағалайтын шаманы поляризациялау деп айтады (η).

$$\eta = \Delta U_{ВП} \ *100\% / \Delta U_{ПР}, \qquad (2.7)$$



2.7-сурет. Лабораториялық ток генераторы SE-02

Жоғарыда көрсетілген (2.7) өрнегіндегі η-ның өлшем бірлігі – процент. Бұл MN өлшем тізбегінде (0.5-1 с) аралығында тізбектегі токты өшіргенен кейінгі өлшенген кернеу ($\Delta U_{ВП}$) мен сол тізбектегі токты өткізген кездегі өлшенген кернеудің қатынасымен анықталады ($\Delta U_{ПР}$).

Поляризациялау шамасын өлшеу тәсілі:

1) Үлгіні аквариумға орналастырамыз; 2) SE-02 аспабына ток беруші электродтарды жалғаймыз; 3) Генераторды USB-разъем арқылы компьютерге қосып генераторды басқаратын программаны қосамыз; 4) Поляризацияланбайтын қабылдағыш электродтарды өлшеуіш МЭРИ

аспабына қосамыз; 5) Генератордың жұмыс істеу жиілігін орнатамыз; 6) Үлгіні әртүрлі күйде фазалық параметрдің үш өлшемін жасаймыз да оның орта шамасын табамыз.

Генератор SE-02 ООО «Северо-Запад» шығарған және таужыныстарының меншікті электр кедергісі мен поляризациялау коэффициентін табуға арналған. Генератор сигналдың екі түрін шығарады: тік бұрышты полярлығы әртүрлі және тік бұрышты полярлығы әртүрлі үзілісті импульс.

Сигналдың бірінші түрі амплитудты-жиілік және фазалық-жиілік өлшем жасағанда, ал екіншісі уақыт аралығында жасанды поляризациялау процесінде қолданады.

Генератордың сипаттамасы, жиілік диапазоны: «меандр» типті сигнал үшін: 0.15-78 Гц, шығатын сигналдар амплитудасы –10мкА-1 мкА.

Бақылау сұрақтары:

1. Петрофизика нені зерттейді?
2. Таужыныстары қанша фазадан тұрады?
3. Таужыныстарының қандай петрофизикалық қасиеттерін білесіз?
4. Таужынысының тығыздығы дегеніміз не?
5. Таужынысының магниттік қасиеттері – J, χ? Олардың өлшем бірлігі.
6. Диа, - пара, - ферромагнетиктер дегеніміз не?
7. «Гистерезис ілмегін» түсіндіріңіз?
8. Таужыныстарының магниттік қасиеті неге байланысты?
9. Таужынысының электрлік қасиеттерін атап өтіңіз?
10. Таужынысының электрлік қасиеттері қандай факторларға байланысты?
11. Көрінерлік кедергі, поляризация және диэлектрлік өтімділік дегеніміз не? Олардың өлшем бірлігін атаңыз.
12. Петрофизиканың барлау геофизикасындағы құндылығы неде?

3. БАРЛАУ ГЕОФИЗИКАСЫ ӘДІСТЕРІ

3.1. Жалпы ереже

Геологиялық мәселерді шешетін геофизиканы – барлау геофизикасы деп айтады. Геофизиканың қолдану аумағы Жер немесе оның бөлігі, геофизикалық барлау әдістерін қолданып жердегі кен байлықтарды іздеу және барлау геофизиканың негізгі мақсаты болып саналады. Яғни, жер қыртысында жатқан физикалық қасиеттері әртүрлі геологиялық нысандардан тараған жасанды немесе табиғи физикалық өрістерді бақылау, олардың ерекшеліктерін анықтау.

Өрістің пайда болу табиғатына қарай барлау геофизикасы төмендегі әдістерге бөлінеді: гравибарлау, магниттібарлау, электрбарлау, сейсмобарлау, радиометрия және ядролық геофизика [4], [9]. Гравибарлау геологиялық ортаның тығыздығының бірдей болмағандығынан пайда болған тарту күш өрісін зерттейді. Магниттібарлау сыртқы магнит өрісімен әртүрлі магниттелген геологиялық нысандардың магнит өрісінің ерекшеліктерін қарастырады. Электрбарлау әдістерімен таужынысынан ток өткізген кезіндегі жыныстың меншікті электр кедергісін және де басқа электрлік қасиеттерін анықтауға негізделген. Сейсмобарлау әдістерімен таужыныстарында серпінді толқындардың таралу ерекшеліктерін зерттеу арқылы сейсмикалық толқындардың геологиялық ортада таралу жылдамдығын анықтайды. Радиометриялық және ядролық әдістер таужыныстарында радиоактивті элементтердің бар жоғын, бар болса олардың сәулелену екпінділігін анықтауға негізделген.

Геофизикалық әдістермен геологиялық қиманың немесе ізденіс ортасындағы нысанның параметрлерін анықтау процедурасын геофизикалық интерпретация деп атайды. Интерпретация процесі геофизиканың тура және кері есебі болып екіге бөлінеді. Физикалық және геометриялық параметрлері белгілі ортадағы нысанның өрісін анықтауды геофизиканың тура есебі дейді. Тура есептің шешімі біреу және басқа шешімі болмайды. Ал жербетінде таралған геофизикалық

өріс арқылы ізденіс ортасының физикалық параметрін анықтауды геофизиканың кері есебі деп айтады. Кері есептің бірнеше шешімі болуы мүмкін, себебі, өлшенген өріске сәйкес бірнеше геологиялық орта болуы мүмкін. Сондықтан геофизикалық интерпретация жасаған кезде жоғарыдағы мәселерге ерекше көңіл бөлу керек.

Интерпретацияның басты принципі «геофизикалық интерпретациялаудың модельді принципі», яғни берілген априорды (алғашқы) модельді пайдаланып, сол модельдің белгісіз параметрлерін анықтау. Бұл принцип модельдің (таужынысының физикалық қасиеті белгілі болса) геометриялық параметрлерін табу, не болмаса, оның физикалық қасиеттерін (модельдің геометриялық параметрі белгілі болса) анықтау. Демек, тек белгілі берілген априорды модель (геофизикалық немесе геологиялық) шеңберінде геофизикалық интерпретацияның мәселелерін шешуге болады.

Қазіргі кезде жан-жақты геологиялық зерттеулерде геофизикалық әдістерді пайдалану аса қажет. Барлау геофизикасының қолдану шартына байланысты геофизикалық әдістер: ауалық, теңіздік, жербеті және жерасты (ұңғымалық) болып бөлінеді. Жалпы геофизикалық әдістер геологиялық іздеу және барлау кезеңінде қолданады және күрделі геологиялық мәселерді шешуде (аз уақытта, шығыны аз) өте тиімді.

3.2. Геофизикалық аномалия және өрістер

Геофизикалық өріс деп жер қыртысының геологиялық құрылымының ерекшеліктеріне тығыз байланысты физикалық өрісті айтады. Барлау геофизикасы геологиялық ортада пайда болған табиғи немесе жасанды өрісті зерттеуге бағытталған. Табиғи өрістер құрамына: гравитациялық, магниттік, табиғи радиоактивті және кейбір табиғи электр өрістері кіреді. Жасанды өрістер қатарына тұрақты және ауыспалы электромагнитті және серпінді тербеліс тараған орта кіреді. Жасанды электромагниттік өріс гальваникалық немесе индукциялық әдістермен жасалады. Гальваникалық әдісте жерге

қадалған екі электрод арқылы тұрақты немесе ауыспалы ток жібереді. Серпінді тербелістер өрісін жарылыстың көмегімен (3.1-сурет) немесе жарылыссыз импульсті көздер (вибраторлар) арқылы қоздырады.

а *б*



3.1-сурет. Серпінді тербеліс тудыратын көздер
а – жарылыс және б – импульсті

Таужыныстарын гамма не болмаса нейтронды көздермен сәулелендіру арқылы жасанды радиоактивті өріс құрылады.

Ортаның геологиялық құрылымы мен геофизикалық өрістер арасында тығыз байланысы бар екені байқалады. Демек, кез келген геологиялық нысан моделіне өзіндік геофизикалық өріс сайма-сай келеді. Егерде геологиялық модельдің параметрлері белгілі болса, онда бұл модельді арнайы математикалық физика есебі ретінде қарастырып (тура есеп) оның өрісін анықтауға болады. Осы принциптік жағдайға геофизика әдістерінің ең маңызды кезеңі негізделген – бақыланған геофизикалық өрістерді интерпретациялау яғни, геофизикалық өріс арқылы ортаның моделін анықтау.

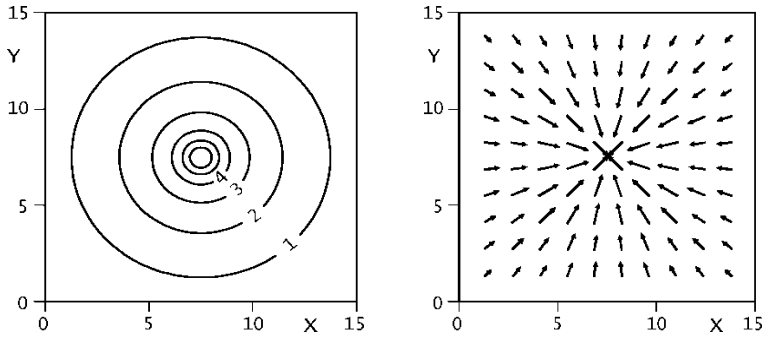
Барлау геофизикасында геофизикалық өрістің екі түрі бар – қалыпты және аномальдық.

Қалыпты өріс деп біртекті немесе біртексіз геологиялық ортаға сәйкес келетін геофизикалық өрісті айтады. Егерде бұл мәселені кеңірек қарастырсақ, қалыпты өріс ретінде кейбір үлкен геологиялық құрылымның немесе көлемді аймақтың геофизикалық өрісі мен сонда орналасқан шағын геологиялық құрылымның өрістер арасындағы қарым-қатынасын айтады.

Рудалық, интрузиялық, дайкалық, т.б. шағын денелерден пайда болған өрістерді аномальдық өріс деп айтады. Қарапайым түрде айтқанда қалыпты өрістің мәнінен ауытқыған өрісті **аномальдық өріс** дейді. Олар оң және теріс мәнді болады. Ал табиғи жағдайда, бақылаған геофизикалық өріс қалыпты және аномальды өрістердің қосындысынан тұрады.

Қалыпты және аномальдық өрістерден басқа, геофизикалық өрістерге кедергі (бөгеу) өрістер де кіреді. Бұлар аппаратуралық немесе сыртқы геологиялық себептерден пайда болады. Геологиялық себептерге мысалы, тәжірибелік қызығушылық туғызбайтын геологиялық нысандардан пайда болған геофизикалық өрістер, геофизикалық кедергі өрістерге сыртқы физикалық көздердің өрістері жатады. Олар: уақыт аралығында өзгеретін жер төңірегіндегі ионосфералық электромагнитті өрістер, техногенді электромагнитті өрістер, табиғи сейсмикалық құбылыстар, т.б.

Шыққан көзіне және физикалық заңдылығына байланысты (кеңістікте таралу) геофизикалық өрістер скалярлық және векторлық болып сипатталады (3.2-сурет). Өрістің энергетикалық сипаттамасын (потенциалдық шамасын) анықтайтын және кеңістікте өзгеріп тұратын өрісті скалярлы немесе потенциалды өріс дейді. Ал өзінің векторлық модулі және бағытымен сипатталатын өрісті векторлық деп айтады. Осы векторлы өріске қатысты екі шама (модуль мен бағыты) кеңістікте өзгеріп тұрады.



3.2-сурет. Скалярлы және векторлы өрістер:
а – нүктелі электрлік көздің потенциалдар изосызығы;
б – нүктелі магнит өрісінің кернеулер векторы

Физикалық шамасы кеңістіктің барлық нүктесінде, кез-келген уақытта, модулі мен бағыты бірдей болса, ондай өрісті біртекті деп айтады. Егерде модулі мен бағыты бір нүктеден екінші нүктеге өзгеріп тұрса, онда мұндай өрісті біртексіз дейді.

Егерде кеңістістік нүктелерінде физикалық шама ұзақ уақыт аралығында өзгермесе, онда мұндай өрісті тұрақты өріс дейді, ал өзгерсе, онда бұл тұрақсыз өріс. Егерде өріс шамасы уақыт аралығында синус және косинус заңымен өзгерсе – гармоникалық өріс деп атайды.

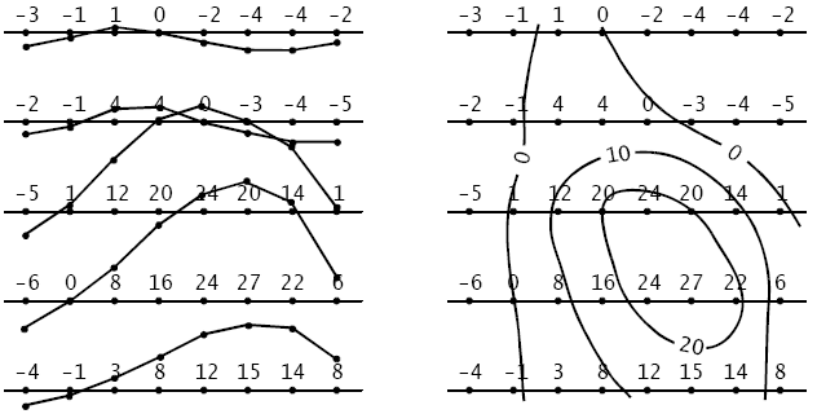
3.3. Геофизикалық өрістерді тіркеу

Геофизикалық өрістерді арнайы тіркеуші аспаппен бақылайды. Кез келген геофизикалық аспапта түрлі физикалық өрістің әсерін тіркейтін арнайы құрылғы (датчик) бар. Датчикке келген сигнал өлшеуіш схемасы арқылы электрлік, оптикалық немесе басқа сигнал ретінде қабылданады және арнайы кондырғыға жазылады. Қазіргі заманғы геофизикалық аспаптар датчик қабылдаған өрістер сигналын цифрлық түрде арнайы жинақтауыш аспапта электрондық жадыда сақтайды. Геофизикалық ақпарды цифрлық түрде жинау және сақтау өте қолайлы. Себебі, компъютерлер мен арнайы есептеу кешендерін қолданып, далалық мәліметтерді жинау кезеңінен өңдеу кезеңіне жедел өтуге мүмкіншілік береді.

Барлау геофизикасында физикалық өрістердің таралуын аудан көлемінде немесе профиль бойымен жүргізеді. Геофизикалық өрістер кеңістікте үзіліссіз тарайды. Себебі, өрісті сипаттайтын физикалық шамалар бір нүктеден екінші нүктеге баяу өзгереді. Шынайы геофизикалық өлшемдер дискретті нүктелерде жасалады. Яғни, физикалық өріс туралы толық мәлімет алу үшін оның кеңістіктегі барлық нүктесінде өрістің шамасын білу қажет.

Геофизикалық өрісті тіркеудің және бейнелеудің ең қарапайым түрі өлшем нүктелерде алынған шамаларды кесте түрінде жазу. Мәліметтің кесте түрі – өрісті тіркеудің аралық жазылымы. Қазіргі кезде бұл жазылым цифрлық түрге алмастырылып, геофизикалық аспаптың жадында сақталады.

Өлшенген өрістің геофизикалық шамасын графиктер картасы (профиль бойынша) немесе изосызық түрінде (беткейде) бейнелейді. Өлшенген физикалық шаманың геофизикалық өрісін бейнелеу үшін графиктер (3.3, а-сурет) және изосызықтар картасы (3.3, б-сурет) қолданылады. Графиктер картасын тұрғызу үшін планға бақыланған нүктенің өлшеуін сызықтық масштабта белгілеу керек.



3.3-сурет. Геофизика шамасының а – графиктер және
б – изосызықтар карта көрінісі

Профильдер сызықтарын өлшенген шаманың абсцисса осі ретінде пайдалануға болады. Тең мәнді сызықтар жиынтығын изосызықтар картасы дейді. Бұл картаны тұрғызу үшін физикалық шамасы белгілі нүктелерді планға түсіріп, олардың жанына өрістің мәндері жазылады. Содан соң өрістің тең шамаларын сызықпен қосады. Көршілес жатқан екі изосызықтар айырмасын берілген өрістің изосызықтар қимасы дейді. Бұл қима шамасы өлшенген өрістің үш еселенген ортаквадратты қателігінен аспауы қажет.

3.4. Гравиметриялық барлау

Гравибарлау – далалық геофизикада жиі қолданатын классикалық әдіс [5]. Далалық геофизика әдістерінің ішіндегі құны онша жоғары емес және жоғары геологиялық жетістіктерге жетуге болады. Әсіресе рудалық нысандарды, сондай-ақ шөгінді қабаттардың құрылымдық зерттеулер (әсіресе тұзды күмбездер) кезінде бұл әдістің тиімділігі өте жоғары.

3.4.1. Гравибарлаудың мәні мен мақсаты

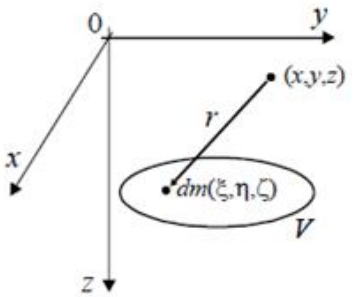
Гравибарлау – өзінің негізінде әлемдік тартылыс заңына негізделген жер қыртысын (қойнауын) зерттеудің геофизикалық әдісі. Бұл әдістің негізгі өлшем параметріне еркін түсу үдеуі саналады және оны келесі формуламен өрнектейді:

$$dG(x, y, z) = \gamma \frac{dm(\xi, \mu, \zeta)}{r^2} \qquad (3.1)$$

мұндағы *dG (x, y, z)* – кордината *(x, y, z)* нүктесіндегі үдеу, *dm (ξ,η,ζ)* – координатасы (*ξ,η,ζ*) нүктесіндегі элементтің массасы, r – осы нүктелер аралығындағы қашықтық; γ=66,73 * 10^{-9} см³* г $^{-1}$ *$с^2$ – гравитациялық тұрақтылық (3.4-сурет). Үдеу – векторлық шама, үдеу бағыты кесінді бағытымен үйлес келеді [(*x, y, z*)-(*ξ ,η, ζ*)].

Гравиметриялық зерттеулерді орындау кезінде, әдетте үдеу векторының вертикаль компоненттері ғана өлшенеді және оны жиі жағдайда G_z-мен немесе Δg-мен белгілейді. СИ жүйесіндегі үдеудің (гравитациялық өріс) өлшем бірлігінің мөлшері – м/с² немесе см/с², сондай-ақ, соңғы бірлік арнайы *гал* атауымен аталады. Галдың 1/1000 бөлігі – миллигал, оны қысқаша *мгл* деп жазады.

Петрофизикалық алғышарттар (тығыздық) белгілі болған жағдайда гравибарлау әдістерін геологиялық зерттеулердің көптеген мәселелерін шешуге пайдаланады. Мысалы, аймақты және детальды карталауды, кенорындарын іздеу мен барлауда, инженерлік және эксплуатациялық іздестіруде пайдаланады. Гравибарлау зерттеулерінің мәні ауырлық күш үдеуінің шамасын өлшеу *(g)* және оны одан әрі геологиялық нысандардың мөлшері мен тығыздықтарын анықтау.



3.4-сурет. Координаттар жүйесі

Координаттары белгілі *(φ, λ, H)* нүктенің далалық гравиметриялық байқау нәтижесі гравитациялық өрістің *Δg (φ, λ, H)* аномалиясы түрінде көрсетіледі. Бұл аномалияны есептеу үшін, қалыпты (нормальды) Жердің ауырлық күш үдеуінің *g (φ, λ, H)* өлшенген шамасынан аралық қабат массасының әсерін шегеру (алу) қажет. Аралық қабат деп теңіз деңгейі мен жер беті арасында орналасқан **σ** тығыздық қабатты айтады. Координатасы **φ** және биіктігі **H** нүктесінде Жердің қалыпты өрісі (ауырлық күш үдеуінің қалыпты өрісі) келесі формуламен есептеледі:

$$g_N(\varphi, H)= \\ =978049(1 +0,0052884\sin^2\varphi – 0,0000059\sin^2 2\varphi) –0,3086H. \quad (3.2)$$

Бұл формуладағы соңғы мүше Файя түзетілімі деп аталады. Аралық қабат массасының ықпалы (Буге түзетілімі деп аталады) келесі формуламен есептеледі

$$\delta g_З(\sigma,H) = 0,0419\ \sigma\ H. \quad (3.3)$$

Келтірілген формулаларда H – өлшенетін нүктенің биіктігі, м; σ=2,67 г/см³; өрістердің шамасы миллигалмен есептелінеді.

Жоғарыдағы келтірілген түзетулер есепке алынғаннан кейін қалған өрісті Буге аномалиясы деп атайды:

$$\Delta g_з\,(\varphi,\ \lambda,\ H) = g\,(\varphi,\ \lambda,\ H) - g_к\,(\varphi,H) - \delta g\,(\sigma,H), \qquad (3.4)$$

және бұл аномалия жер қыртысының біртекті емес тығыздықтарының гравитациялық өріске әсері болғанын көрсетеді. Буге аномалиясының көзі ретінде аномальды (немесе шектен тыс) $\boldsymbol{\sigma_a}$ тығыздық жатады. Ол таужынысы $\boldsymbol{\sigma_ш}$ тығыздығының шынайы (абсолютті) және біршама орташа (қалыпты) тығыздығының $\boldsymbol{\sigma}_к$ айырмасымен анықталады. Бұл орташа тығыздық Жердің планетарлық тығыздық $\boldsymbol{\sigma_а}=(\boldsymbol{\sigma}_ш-\boldsymbol{\sigma}_к)$ моделіне сәйкес қабыршағымен анықталады. Соңғы анықтамадан аномальдық тығыздық теріс те, оң да мәнінің болуын байқауға болады. Буге аномалиясы жаһандық құрылымдарда (-200-ден 400 мгл) аралығында болады, ал жергілікті геологиялық нысандардан бірнеше мгл шамасында болады.

3.4.2. Аппаратуралардың қысқаша техникалық сипаттамалары

Гравиметриялық өлшеулер абсолютті және салыстырмалы деп аталатын екі түрге бөлінеді және олар гравиметрлер көмегімен орындалады. Абсолюттік өлшеулерде ауырлық күш үдеуімен **g** байқау нүктесінде баллистикалық немесе маятниктік гравиметрлермен анықталады. Мұндай өлшеулер аса күрделі болғандықтан олар Жердің кейбір нүктелерінде ғана жүргізіледі. Абсолютті өлшеулердің деректері нәтижесінің қажеттігі – салыстырмалы өлшемді Жер өрісінің абсолютті деңгейімен салыстыру үшін керек. Соңғы типтің гравиметрін жаппай байқаулар жасағанда (гравиметрлік түсірімдерде кезінде жаяу, теңіз, әуе және ұңғымалық варианттарда) пайдаланылады.

Кварцты астаздау (жоғары сезімдік) гравиметрі Голицынның вертикальды сейсмографы принципі бойынша құрастырылған. Қазіргі кезде бұл аспап гравиметриялық зерттеулерде кеңінен тараған. Аспаптың бірнеше типінің жұмыс торабы бірдей және негізінен құрылымымен ғана ерекшеленеді.

Кварцты гравиметрдің серпінді жүйесі иінтірек ұшына ілінген платиналық жүктен және температуралық компенсатордың металл жіпшесінен басқасы балқытылған кварцтан жасалады.

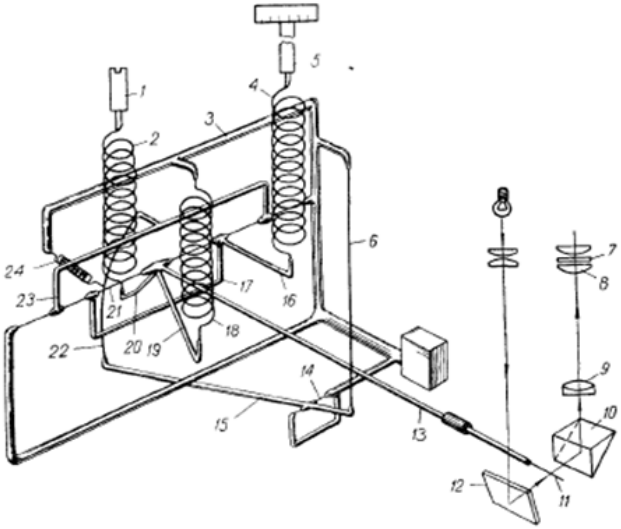
Кварцты серпімді жүйе қымталған металл корпуста орналасқан. Кварц жүйесінің корпусы Дьюар ыдысына бекітілген, ол өз кезегінде нивелирлік винті бар жеңіл металл цилиндрден тұратын жылудан сақтайтын контейнерде орналасқан. Гравиметр корпусында жарық бергіш, жүйені тіркеп отыратын микроскоп және өлшеуіш микрометрлік құрылым бар. Аспапты тасуға арналған сыртқы контейнер жылудан қорғайды және аспапты кенеттен болатын соққыдан қорғауды қамтамасыз етеді. Барлық кварцты гравиметрлер біршама күрделі температуралық компенсациялық жүйеден тұрады.

КСРО кезіндегі алғашқы астаздалған кварцты гравиметрді геофизика ғылыми-зерттеу институтында (ВНЦИ) 1953 ж. К.Е. Веселов жасады. Одан әрі аспап дами түсті. Қазіргі кезде гравиметрлердің бірнеше типтері (ГАК) пайда болды. Олар: ГАК-ПТ, ГАК-ПТМ, ГАК-7Т, «Worden», «La-Costa», «Sharp», «CG-5», т.б.

Бұл типтегі гравиметрлер байқау дәлділігі 0,02 – 0,08 мгл-ді қамтамасыз ете алатын шағын габаритті аспап. 3.5-суретте принципті сұлбасы көрсетілген ГАК-7Т гравиметрі тәжірибеде кеңінен қолданылады.

Ұшында платина жүгі бар горизонтальда орналасқан маятник 13 басты серіппенің 18 серпінді күші арқасында диапазонды серіппені 2 тепе-теңдікте ұстайды және 21 маятникке ілінген жіпшенің бұрынғы күшін ұстап тұрады. Басты серіппе жоғарғы ұшымен жүйенің негізгі жақтауына 3 бекітілсе, төменгі бөлігі 19 маятниктің ұшына бекітілген. Диапазондық серіппенің 2 ұшы 20 маятниктің ұшына бекітілген, ал жоғарғы бөлігі диапазондық микровинтке 1 бекіген.

Жіпшеде айналып тұратын гравиметрдің өлшеуіш жүйесінің жақтауы 17 бар. Өлшеуіш жақтаудың стержені 16 болады, оған өлшеуіш серіппенің 4 төменгі ұшы жапсырылған, жоғарғы ұшы өлшеуіш микровинтте 5 бекітілген.



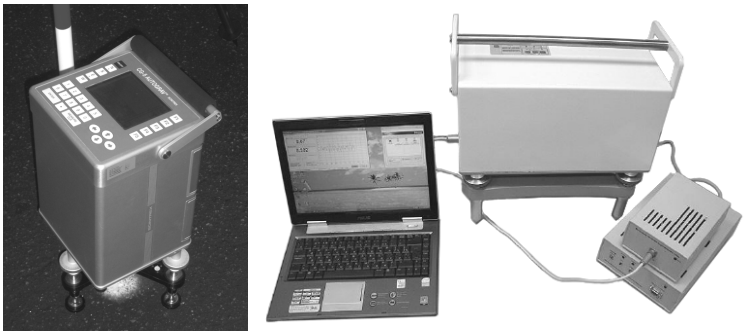
3.5-сурет. ГАК-7Т гравиметрінің принциптік сұлбасы

Маятниктің жүгін өз осімен қосымша бұрау арқылы компенсациялық амалмен ауырлық күшін өлшейді. Ауырлық күштің өзгеруіне қарай маятник горизонталь бағытта біршама бұрыш жасай қозғалады. Микрометрлік винттің 5 айналуынан өлшеуіш серіппенің 4 созылуы өзгереді. Нәтижесінде ол өлшеуіш жақтауды 17 бұрайды, ал ол өз кезегінде маятник жіпшесінің бұралу бұрышын өзгертеді. Соңында ол бастапқы күйіне келеді. Ауырлық күші өсімінің өлшеміне дәлдігі 0,001 айналым болатын микрометрлік құралғының есептік айналымы жатады. Әр гравиметрге экспериментті түрде бөлінім бағасы С анықталады. Мұнда винттің бір айналымына қанша миллигал компенсацияланатыны тағайындалады. Бөлінім бағасының анықтау процедурасын *эталондау* деп атайды. Әдетте, гравиметрдің бөлінім бағасының шамасы 5,0 – 7,0 мгл/ бөлікті құрайды. Өлшеу диапазоны 60 – 150 мгл. Диапазондық серіппенің 2 созылуын өзгерту арқылы диапазон өлшеуішін қайта өзгертеді. Маятник күйін тіркеу – оптикалық түрде орындалады. Маятник ұшында 10 және 12 призмалар арасында жіңішке кварцтық стержень (индекс) 11 орналасқан. Индексті бейнелеуді микроскопта 9 көруге болады. Микроскоптың фокальды окуляр жазықтығында 8 ауырлық күштің өзгеру сипатын анықтайтын шкала 7 орналасқан.

Гравиметрдің температуралық компенсация құрылымына жүйенің негізгі жақтауының жоғарғы ұшына бекіген металл жіп 6 кіреді, ал төменгі бөлігіне 14 жіпшеде айнала алатын иінтірек 15 бекітілген. Иінтіректің екінші ұшы жіңішке кварц жібімен 22 жалғасқан жүк. Температуралық компенсатордың жылжымалы жақтауы 9 бар. Өлшеуіш жақтаудың жүгі және температуралық компенсатордың жақтауы мен маятнигі оспен бірге орналасқан. Температура өзгерген кезде металл жібі 6 иінтіректі 15 бұрады. Бұралған күш әсерінен әрдайым жүктің жібі иілген кварцты жіпті 22 бірде созады, бірде тартып тұрады. Нәтижесінде жақтау 23 бұрылады және маятниктің жібін бұрап, оны бастапқы күйіне қайта алып келеді.

Температура мен қысымның аппараттық компенсациясы оның ықпалын мүлдем жоя алмайды. Аспапты тасымалдаған кезде болатын соққы әсерінен серіппенің серпімді қасиетінде шағын тербеліс болуы мүмкін. Бұл жағдайлардың барлығы аспаптың нөлдік есебінің уақыт аралығында 0,1 – 0,2 мгл/сағ-қа өзгеруіне (дрейфтің нөл-пункті) алып кетеді. Байқау жүргізу кезінде нөл-пункттің дрейфін анықтау қажет және өлшеу қорытындысына керекті түзетулер енгізуге болады.

Қазіргі кезде өндірісте қолданатын жоғарғы дәлдікті гравиметрлер 3.6-суретте көрсетілген. Бұлардың техникалық сипаттамалары 2-кестеде берілген.



а *б*

3.6-сурет. Гравиметрлер:
а – Scintrex CG-5 AutoGrav (Канада), б – ГНШ-МА (Ресей)

3.1- кесте

Аспаптың параметрлері	ГНУ – КВ жіңішке диапазонды	Scintrex CG-5 кең диапазонды	ГНУ – МА жіңішке диапазонды	ГНШ-МА кең диапазонды
Серпінді жүйе материалы	Кварц	Кварц	Металл	Металл
Өлшеу диапазоны, мГал	100	8000	20	8000
Өлшеу уақыты (орташа), мин	2 - 3	1 - 3	1 - 3	1 - 3
Қайталану, мГал	±0,015	±0,01	±0,01	±0,01
Программамен дәлдеусіз қалдық дрейф шамасы	0,5 – 1,5 мГал/тәу	0,02 мГал/тәу	0,02 мГал/тәу	0,02 мГал/тәу
Температуралық диапазон	-25 ÷ +35	-30 ÷ +45	-30 ÷ +45	-30 ÷ +45
Энергия көзі, Вт	0,3	4,5 - 12	12	12
Аккумулятормен үзіліссіз жұмыс істеу уақыты		8 сағ	8 сағ	≥8 сағ

3.4.3. Далалық байқау әдістемесі

Далалық гравиметриялық түсірім екі этаптан – гравиметриялық тірек пункт (ГТП) желісін бөлу (разбивка) және қатардағы пункттерде байқау жүргізуден тұрады. ГТП желісі дәлдігі өте жоғары, бірнеше рет өлшеу негізінде қалыптасады. Оның мақсаты – белгілі бір пункттің ауырлық күш үдеуінің абсолюттік мәнін қатардағы байқауға беру, сондай-ақ, қатардағы байқауда аспаптың дрейф нөлін бақылаудан тұрады.

Барлық гравиметриялық түсірімдер рейстермен орындалады. Рейс дегеніміз, бұл қатардағы және тіректі пункттерде кезекпен жүргізілетін өлшемдер сериясы. Ол ГТП-де басталып сонда аяқталады және нөль-пункттегі өзгерістер

үзіліссіз қисықтармен байланысады. Рейстің жасаған уақытын рейстің ұзақтығы дейді. Екі тіректі пункттер аралығындағы қатардағы нүктелердегі өлшем сериясын ***рейс звеносы*** дейді. Рейс звеносының ұзақтығы аспаптағы нөль-пункттің өзгеріс сызығының уақытқа тәуелді болатындай етіп қарастырылуы керек. Гравиметрлердің басым бөлігінде рейс звеносының ұзақтығы бір сағаттан бірнеше сағатқа дейін созылады.

Жергілікті жердегі барлық ГТП-ларда пункттің нөмірі, күні, ұйымның аты ағашқа жазылған немесе басқадай белгілері болуы керек. Егер түсірілім дұрыс желі бойынша орындалса, онда қатардағы пункттер пикет нөмірлері және кескіні көрсетілген қазықтармен белгіленеді. Байқаудағы тіректер мен қатардағы пункттерде масштабтарына сәйкес және топографиялық картаға байланысты өңделген телімдер сұлбасы салынуы қажет. Барлық гравиметриялық байқаулар топогеодезиялық жұмыстармен бірге жүргізіледі. Нәтижесінде пункттердің географиялық координаталары анықталады және олардың биіктік белгілері жобалық дәлдікпен орындалады. Гравиметриялық өлшеулердің және қатардағы пункттер (түсірім қадамы) аралығының дәлдігі геологиялық тапсырмаға байланысты болады. Өлшеулердің дәлдігін анықтау үшін қатардағы пункттердің жалпы санының 3 %-дық көлемін қамтитын тәуелсіз қайта бақылау рейсі орындалады.

Өлшеулерді орындау келесі ретпен жүргізіледі. Аспапты тас немесе арнайы қондырғысы бар қатты грунтқа орнатады. Винттердің көмегімен аспапты біріне-бірі ортогональды деңгейлердің біріне қатысты екі көрсеткішіне негізделе отырып микрометрлік винттің сабын айналдырады да, визир индексін микроскоп шкаласының ортасына әкеліп көрсеткішті журналға жазады. Одан кейін микрометрлік винтті оңға қарай жарты айналым бұрып, есепті жояды және шкаланың ортасына қайта әкеледі. Процедураны үш немесе төрт рет қайталағаннан соң келесі нүктеге көшеді.

Гравиметрді бір нүктеден екінші бір нүктеге тасымалдағанда соққыдан, сілкіністен сақ болған жөн, сондай-ақ гравиметр әрдайым тік күйде болғаны дұрыс.

Далалық құжаттың есепнамасына, «Гравиметриялық бақылау журналы» (3.2-кесте) және «Гравиметриялық пункттердің орналасу сұлбасы» жатады. Далалық журналдарды камералық өңдеуден өткізгеннен кейін «Гравитациялық аномалиялар каталогы» (3.3-кесте) және «Бақылау каталогы» (3.4-кесте) орындалады. «Гравиметриялық бақылаулар журналында» аспаптың нөмірі және бөлінімдердің бағасы, партияның атауы, түсірім телімі және оператордың фамилиясы жазылады. Бақылауды орындау кезінде журналға рейстің нөмірі, пункттің нөмірі, өлшеу уақыты, есептік көрсеткіштерді және ескертулерді енгізеді. Одан басқа, журналда орта көрсеткіш (есеп), нөл-пункттің ағымдағы мәні, ГТП-нің бастапқы ауырлық күшінің үдеу өсімі мен ауырлық күш үдеуінің мәні жазылуы тиіс. Соңғы графалар рейс біткеннен соң, далалық байқаулардың қорытындысы камералық өңдеуден кейін толықтырылады.

3.2-кесте

Гравиметриялық байқаулар журналы

Күні... 20... ж. Қадам... м. Бөлінім бағасы C=- 6.250 мгл/бөлінім. ...бет

№ р/с	Пикет	Уақыт	Өлшемдер	Орташа есеп өлшем	Нөл-пункт	Өрістің өсімі	Өрістің мәні	Ескертулер
	(i)	t(i)	n_1(i) n_2(i) n_3(i)	ni	n_0	Δg(i)	g(i)	
	ОГП-1	12.00	6.345	0.000	6.3423	0.000	982150.0	
	0/10	12.10	5.450 5.455 5.457	5.4540	6.3401	5.54	982155.54	

Оператор.....
Есептеуіші.....

«Гравитациялық аномалиялар каталогында» нүктенің нөмірі мен координаттары, нүктенің биіктік белгісі $\boldsymbol{H}$, м; бақыланған мәні $\boldsymbol{g_i}$, мгл; өрістің қалыпты мәні $g_N(\varphi, H)$ мгл

өрістің ауытқу мәні Δgi, орта тығыздықтың $\sigma_{орт}$ г/см^3 сұрыпталған шамасына байланыстылығы мгл көрсетіледі.

3.3-кесте

Гравитациялық аномалиялар каталогы

ПК	бойлық	ендік	биіктік	Бақыланған өріс	Қалыпты өріс	Буге аномалиясы
	λ(i)	φ(i)	H(i)	g(i)	g_N(i)	Δg(i)
0/10	36.685	64.850	220.0	982155.54	982182.10	-51.17

«Қайтара бақылау өлшеулері каталогында» пункттің нөмірі, бақыланған қатардағы және қайтара бақылаудың мәні gi, мгл; олардың ортаралық мәні; орташа мәннен ауытқуы және олардың квадраты.

3.4-кесте

Қайтара өлшеу каталогы

Пункт реті №	пикет	Өрістің мәні	Орташа мәні	Орташадан ауытқуы	Ауытқу квадраты
	(i)	$g(i)_1$ $g(i)_2$ $g(i)_3$	gcp(i)	δg_1 δg_2 δg_3	$(\delta g_1)^2$ $(\delta g_2)^2$ $(\delta g_3)^2$

3.4.4. Байқауды алғашқы (бастапқы) өңдеу

Бірінші рейстен кейін камералық өңдеу қорытындысы далалық ретпен жазылады:

1. Әр бақылаудан кейін орташа n_i есептік өлшем есептеледі.

2. Әр рейстің k_o жеке звеносының нөл-пунктіндегі жылжу жылдамдығы (3.5) формуласымен анықталады:

$$ko = [n(Б) - n(А) - \frac{g(Б) - g(А)}{C}]\frac{1}{t(Б) - t(А)} \qquad (3.5)$$

мұндағы *n(А)* – звеноның бірінші ГТП-дағы есептік өлшемі, *g(А)* – бірінші звенодағы ГТП-нің өріс мәні; *n(Б)* – звеноның соңғы ГТП-дағы есептік өлшемі; *g(Б)* – өрістің соңғы ГДП-дағы өлшемі; *t(А)* – звеноның алғашқы ГДП-дағы уақыты; *t(Б)* – звеноның соңғы ГТП-дағы уақыты; С – аспаптың өлшем бағасы.

3. Звеноның әр нүктесіне $n_A(i)$ нөл-пункттің ағымдағы мәні мына формуламен есептеледі:

$$n_A(i) = n(A) + k_o \ [t(i) - t(A)].$$

Есептелген нәтиже сәйкес графаларға жазылады.

4. ГТП-ге $\Delta gA(i)$ қатысты ауырлық күші үдеуінің өсімін анықтау:

$$\Delta gA(i) = [n(i) - n_A(i)]C.$$

5. Бақыланған нүктедегі g(i) ауырлық күші үдеуінің бақыланған мәнінің қорытынды есебі:

$$g(i) = g(A) + \Delta gA(i).$$

6. Барлық орындалған гравиметриялық түсірімдердің қателігін ε-ді бағалау (3.6) формуламен есептеледі:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left[g(i) - gcp(i)\right]^2}{n-m}}, \qquad (3.6)$$

мұндағы *n* – қайтара бақылау саны; *m* – бақылау нүктелерінің саны.

Әрбір пунктке арналған «Гравитациялық аномалиялар каталогын» құрау кезінде далалық журналды пайдаланып, бастапқы графаларды толтыру қажет және сәйкес формулаға байланысты аномалияны есептеп шығару керек. Жоғарыда аталған далалық құжаттардан басқа есепнамалық материалға, сонымен бірге изосызықтықтар жүргізілген аномалия картасы және профиль бойынша аномалия графигі де жатады.

3.4.5. Гравиметриялық түсірімдер деректерінің интерпретациясы

Гравитациялық түсірімдердің геологиялық интерпретациясы төмендегі қағидаға сүйенеді. Кез келген шынайы дененің тығыздығы мен көлемі белгілі болса, ол дененің теориялық тұрғысынан гравитациялық өрісін есептеп шығаруға болады [5]. Мысалы, тығыздығы тұрақты қарапайым геометриялық денелердің тура есебін келтірейік.

Шардың радиусы *R,* ал оның центрі (x, y) координата нүктесінде орналасқан болса және ол h тереңдікте жатса, онда оның өрісін төмендегі (3.7) формуламен анықтайды:

$$Gz(x,y,z) = \frac{4}{3}\pi\gamma\sigma R^3 \frac{h}{\sqrt{(x^2+y^2+z^2)^3}} \qquad (3.7)$$

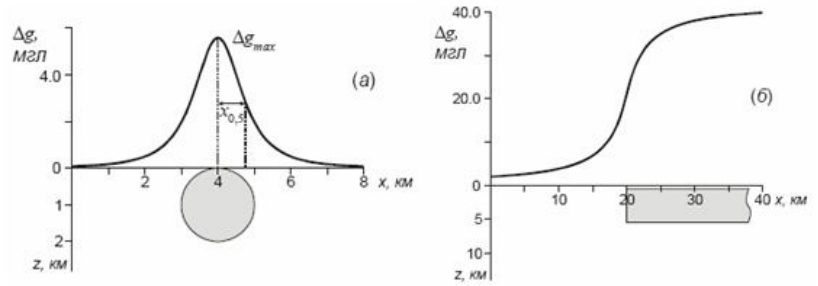
Шексіз созылып жатқан горизонтальды дөңгелек цилиндр ортасында орналасқан бастапқы координат нүктелері (x, y) мен тереңдігі h цилиндр үстінде өріс түзейді. Оны (3.8) формуласымен анықтайды:

$$Gz(x,y) = 2\pi\gamma\sigma R^2 \frac{h}{x^2+y^2} \qquad (3.8)$$

Координата басындағы (0, 0) нүктеде орналасқан, құлау тереңдігі h-тан H-қа дейінгі вертикаль кертпеш өрісті тудырады. Оны келесі формуламен (3.9) анықтайды:

$$Gz(x) = \gamma\sigma[\pi(H-h) - 2\left(h * arctg\frac{x}{h} - H * arctg\frac{x}{H}\right) + x * ln\frac{x^2+H^2}{x^2+h^2}] \qquad (3.9)$$

Жоғарыда көрсетілген екі функцияның аномальды гравитациялық өрісі 3.7-суретте көрсетілген.



3.7-сурет. Гравитациялық өрістің графигі:
а – шар, σ= 0,2 г/см^3; б – вертикальды кертпеш, σ= 0,2 г/см^3

Гравитациялық аномалияның сандық интерпретациясын әртүрлі әдістермен жасауға болады. Мысалы, егер массасы біртекті изометриялық формада аномалия байқалса, оны шармен аппроксимациялауға болады және гравитациялық өрісті талдау үшін келесі формула қолданылады:

$$h \approx 1.3x_{0.5};$$
$$M=\Delta g_{max} * h^2/\gamma.$$

Мұнда h – дененің ортасына дейінгі тереңдік; M – оның массасы.

Егер аномалия қандай да бір бағытқа созылып жатса, аномалияның ұзын осіне ортогональды профильдің дене көзін горизонтальды цилиндрмен аппроксимдеуге болады. Бұл жағдайда цилиндр параметрі келесі формуламен анықталады:

$$h= x_{0.5};$$
$$\Delta g_{max} * h/2\gamma.$$

Сандық интерпретацияны практика жүзінде пайдаланса, онда гравибарлау біртекті емес тығыздықты анықтайды, сондай-ақ аномальды нысандардың тығыздығы мен тереңдігін бағалауға мүмкіншілік береді.

3.5. Магниттік барлау

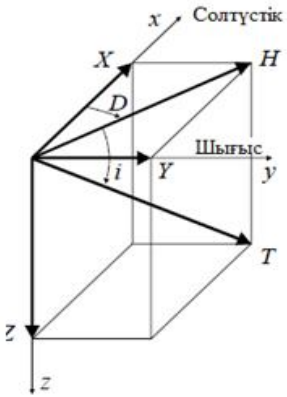
Магниттік барлау далалық геофизиканың кеңінен таралған әдісіне жатады. Себебі, далалық байқау жұмысы құнының арзандығы және магниттік өріс түсірімінің жоғары геологиялық тиімділігімен түсіндіріледі.

3.5.1. Магниттік барлау әдістемесінің мәні мен мақсаты

Геологиялық зерттеулерде магниттік өрісті өлшеуді пайдалану таужыныстары мен кендердің магниттік қасиеттерінің бірдей еместігіне негізделген. Таужыныстары мен рудалардың басым бөлігі әлсіз магнитті, немесе мүлдем магнитсіз материалдардан тұрады. Сондықтан, Жер қабығының біртекті магниттік өрісіне жақын телімінің таужыныстарында *қалыпты* магниттік өріс байқалады. Мұндай өріс *басты геомагниттік өріс* деп аталады. Дегенмен, кейбір таужыныстары мен рудалар біршама жоғары магниттік қасиеттерге ие. Қандай да болмасын магниттелген нысандар сияқты таужыныстарынан құрылған осындай геологиялық денелерде ауытқулар болады, оны магниттік барлауда *аномалия* деп атайды. Сонымен, магниттік барлау әдістемесінің мәні, табиғат нысандардағы табиғи магниттік өрісті зерттеу.

Магниттік өріс – векторлық шама. Жер бетінің әр нүктесінде магниттік өрістің *T* абсолюттік шамасы магниттік индукциямен (кернеулікпен) сипатталады. *T* векторының кеңістіктегі жағдайы еңкею ***i*** және ауытқу *D* (3.8-сурет) бұрыштарымен анықталады.

Вектор T кернеулікті құрайтын тік *Z* және көлденең *H* құрамалармен шектеледі. *T, H, Z, i* және *D* геомагниттік өрістің элементтері болып саналады. Геомагниттік өрістің толық құрамасы *T* тік оське проекциясын тік құраушысы *Z* деп аталса, ал оның *ХОУ*



3.8-сурет. Жер магнит өрісінің элементтері

жазықтығына проекциясы көлденең құраушы деп аталады. *H* құраманың векторлық бағыты магниттік меридианның бағытымен бағыттас келеді, мұнда шығысқа ауытқуы оң, ал батысқа ауытқуы – теріс деп саналады. Кейде көлденең компоненттерді ендік (Y) және бойлық (X) құраушыларға ажыратады. X-тің оң бағыты солтүстікті, ал Y – шығысты көрсетеді.

Геомагниттік өрістің элементтері арасында мынадай байланыстар болады:

$$T = \sqrt{Z^2 + H^2}, \quad tg(i)=Z/H. \tag{3.10}$$

Магниттік барлауда әдетте өрістің бір-екі құраушысын өлшейді. Себебі, қалған құраушылар байланыстар теңдеулерімен анықталады.

$$X = H\,cosD;\ Y = H\,sinD;\ Z = T\,sini. \tag{3.11}$$

СИ жүйесіндегі магниттік өріс индукциясының өлшем бірлігі болып тесла саналады. Оны Тл деп белгілейді. Жердің магниттік өрісін Тл өлшеу бұл ірі өлшем. Сондықтан практикада біршама кіші бірлікті – нанотесланы (1 н Тл = 10^{-9} Тл) пайдаланады. Жердің магниттік өрісінің орташа шамасы 50 000 нТл-ді құрайды.

Магниттік барлаудың негізгі мақсаты – магнит өрісінің аномальдық аумағын анықтау және сондағы магниттелген геологиялық денелерді табу. Магниттік барлауды қолдану арқылы жергілікті кен орындарын табу, ал бұл жер құрылысының геологиялық зерттеу тиімділігін жоғарылатады. Магниттік барлау әдісі кеңістікте геомагниттік өрістің таралу ерекшеліктерін зерттеуге негізделген. Жер қыртысының жоғарғы бөлігін құрайтын және әртүрлі магниттік қасиеттері бар таужыныстары магниттік аномалияның көзі болып табылады. Аномалияларды зерттеу арқылы осы аномалияны тудыратын геологиялық нысандарды анықтауға болады. Бұл магниттік аномалияның арнайы жасалған интерпретациялық (яғни түсіндірмелік) әдістерді пайдалануда кейде магниттелген геологиялық денелерді, оның мөлшері мен жатқан тереңдігін,

сондай-ақ т.б. бірқатар маңызды геологиялық-геофизикалық нысандардың параметрлерін анықтауға болады. Магниттік барлау геологиялық зерттеулердің барлық этапында кеңінен қолданылады [7].

Қазіргі кезде магниттік түсірілімдер темір, боксит, хромит, марганец, полиметалдық рудаларды, т.б. кендерді іздестіру мен барлауда қолданады. Сондай-ақ, магниттік барлау арқылы мұнай-газ құрылымдарын және алмас кенорындарын анықтауға да болады. Магниттік барлау деректері таужыныстарының жатысын анықтауға және әртүрлі масштабтағы геологиялық карталауда пайдаланады. Ұсақ және орта масштабты геологиялық карталауда аэромагниттік түсірімдердің материалдарын пайдаланады. Ал ірі масштабты карталауда (масштабы 1:10 000 және одан да ірі) жер бетінің түсірімін анықтайды. Геологиялық карталау процесінде магниттік барлауды магниттік минералданған таужыныстарының тектоникалық бұзылымдарын және дайкаларды анықтауда пайдаланады.

Магниттік барлау әдісімен алынған геологиялық мәлімет ашылмаған кенорындарын іздестіру мен барлау кезеңінде және шөгінді таужыныстармен жабылған аудандарын зерттеуде қажет.

3.5.2. Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы

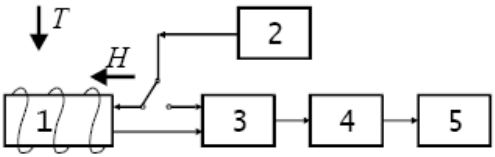
Қазіргі кезеңде геологиялық барлау мақсатында пайдаланылатын магниттік өрісті өлшеудің әдістері (жербеті, аэромагниттік, гидромагниттік және жерасты) әртүрлі варианттарында іске асырылады. Одан басқа, ұңғымалық магниттік бақылаулар жүргізіледі. Магниттік барлаудың барлық модификацияларында қазіргі кезде табиғи нысандардың магниттік қасиеттерін анықтайтын дәлдігі жоғары далалық магнитометрлер мен аппаратуралар жасалған. Вектор Т модулін өлшеу үшін протондық және кванттық магнитометрлер қолданылады.

Протондық магнитометрдің істеу қағидасы магниттік өрістегі протонның процессиялық жиілік өлшеуіне негізделген. Белгілі бір магниттік моменті бар атом ядросы осы өріс

шамасына пропорционал болатын магниттік өріс векторына Т бағытталып, ω жиілігімен осы өріс шамасына пропорционал айналмалы қозғалыс жасауға қабілетті.

$$\omega = \gamma T ,$$

мұндағы γ – гидромагниттік қатынас деп аталатын тұрақты шама (ядроның магниттік моментінің оған деген механикалық моментіне қатынасы). Керосин, спирт, құйылған ыдысты катушкаға енгізеді. Онда жасанды магнит өрісі Н пайда болады. Бұл өріс вектордан Т әлдеқайда үлкен және көлемі мен бағыты оған перпендикуляр болады (3.9-сурет).



3.9-сурет. Протондық магнитометрдің блок-сұлбасы:
1 – өріс датчигі; 2 – поляризациялау құрылғысы; 3 – күшейткіш; 4 – жиілік өлшеуіш; 5 – жазғыш құрылғы

Бұл жағдайда протонның магниттік моменттері вектор *H* бағытына бұрылады. Полярланған (полюстелген протондар уақыты шамамен 3 сек-ты құрайды. Егер өрісті *H* өшірсе, протондардың магниттік моменттері жердің өрісі *T* бағытына бағдарлануға ұмтылу процесі кезінде вектор *T* маңында *ω* жиілігімен айналмалы қозғалыс жасайды. Катушкада индукцияланған сигнал қарқындылығы өріс *T* шамасына тура пропорционал болады. Сигнал шамасы бірнеше секунд қана сақталады. Бірақ керекті дәлдікпен берілген токтың жиілігін өлшеуге жеткілікті.

Протондық магнитометрлер өлшеудің жоғары дәлдігін қамтамасыз етеді. Мұндай аспаппен жұмыс істеуде аспапты қатал түрде бағдарлау мен нивелирлеу аса қажет болмайды. Магнитометрлердің көрсеткіштері температураның өзгеруіне

тәуелді емес және нөл-пункттің тұрақтылығымен ерекшеленеді. Магнитометрмен бір нүктедегі бақылау уақыты бар жоғы бірнеше секундты құрайды.

Қазіргі кезде протондық магнитометрден басқа кванттық магнитометрлерді пайдаланады. Бұл аспаптар Земан эффектісіне негізделген (магниттік өрістің әсерінен атомның сәулеленуінің спектрлі сызықтарының ыдырауы). Протондық магнитометрге қарағанда кванттық магнитометрлер магнитті өрісті үзіліссіз өлшеумен ерекшеленеді және өлшеуді өте жоғары дәлдікпен жүргізумен сипатталады.

3.5.3. Далалық бақылаулар әдістемесі

Жаяу жүріп бақылау жасайтын магнитометр келесі жолмен іске асырылады. «Көзге» бағдарлана отырып аспапты бақылау нүктесіне орнатады. Аспаптағы көрсеткіштерді далалық журналға жазады. Онда бақылау нүктесінің нөмірі, уақыты, аспаптың температурасы, диапазондардың жағдайы (егер ол қажет болса) көрсетіледі. Есептеуді алғаннан кейін аспапты келесі бақылау нүктесіне ауыстырады. Магниттік өрісті бақылаудың далалық журналының формасы төмендегі 3.5-кестеде көрсетілген.

3.5-кесте

Магниттік өрісті бақылау журналы

Пункттің реттік №	Қайтара бақылау пункті	Уақыты		Диапазон	Есептеу	Мәні	Вариациядағы түзетулер	Нөл-пункттегі түзетулер	Қадым	Ескертулер
		Сағ	Мин							

Әдетте, отряд тұрағы маңындағы жұмыс телімінде телім нүктесіндегі өрістің өсімін анықтайтын, салыстырмалы түрде бастапқы нүкте саналатын қайтара бақылау пункті (ҚБП)

орналасады. ҚБП тыныштық күйдегі магниттік өріс те таңдап алынады. Әдетте, ҚБП-нде магниттік өрістің вариациялары жүргізіледі, олардың түзетулері өлшеулерге енгізіледі.

Протоннан басқа, магнитометрлердің барлығы әртүрлі себептердің әсерінен нөлдік есебін өзгертеді, өлшеулерде қателіктер пайда болады. Магниттік түсірімдердің дәлдігін жоғарылату үшін телімде тіректі желілер тұрғызылуы мүмкін. Бұл желі қатардағы рейстердің ұзақтығы 2–3 сағ аспайтын тіректі нүктеде басталып, сонда аяқталуына байланысты жасалады.

Тіректі нүктелер жұмыс алаңына біркелкі (көбіне магистраль бойымен) орналастырады. Қатардағы бақылаулар, әдетте бір рет орындалатын әдістеме бойынша жүргізіледі. Қайтара бақылау әр күндерде орындалған, алғашқы өлшеулерді қамтитын диагональ профиль бойынша жүзеге асырылады.

Аномалиялық өрістерді біршама толық сипаттау мақсатында интерпретациялық профильді бақылауда максимальды дәлділік алынады. Әдетте, мұндай профильдерде қатардағы профильдерге қарағанда түсірім қадамы (адымы) кіші болады, ал қарқынды аномалияларда, немесе күрделі өрісте желі жиі болуы мүмкін. Интерпретациялық профильдердің соңы (ұшы) қалыпты өрісте орналасуы керек.

3.5.4. Бақылауды алғашқы өңдеу

Далалық магниттік барлауды бақылаудың камералық өңдеуі үш этаппен жүргізіледі:

1) бақылау пункттерінде, тіректі желілерде және вариацияларды жазу нәтижелерін өңдеуде;

2) қатардағы желілерді бақылауды өңдеу;

3) бақыланған өрістерге изодинама мен графиктің жоспарын құру.

Z өрісінің аномальды мәнін есептеп шығаруда төмендегі өрнек қолданылады:

$$Z_a = \varepsilon_Z(n-n_0) - \tau(t^\circ-t^\circ_0) - \delta Z - (\Delta Z)_0 - (\Delta Z)_{гр} - (\Delta Z)_{H,} \qquad (3.12)$$

мұндағы ε_Z – магнитометрдің бөлік бағасы; n – өлшенетін пункттегі аспаптың орташа көрсеткіші; n_0 – аспаптың бақылау пункттегі жұмысқа дейінгі көрсеткіші; τ – температуралық коэффициент; $t°$ – өлшеу кезіндегі ауа температурасы; $t°_0$ – бақылау пункттегі жұмысты бастау алдындағы ауа температурасы; өріс вариациясын түзету; δZ – магниттік өрістің өзгеруі үшін енгізілген (вариация) түзету; $(\Delta Z)_0$ – аспаптың нөл-пунктінің жылжуы үшін енгізілген түзету; $(\Delta Z)_{гр}$ – қалыпты магнит өрісінің градиенті үшін түзету; $(\Delta Z)_H$ – бақылау пункттегі базалық магнит өрісі және қалыпты магнит өрісі айырмасы үшін түзету.

Магнит өрісінің өзгерісін табу үшін бақылау пункттеріне таңертеңгі және кешкі өлшемдер нәтижелері бойынша график тұрғызылады. $\delta Z= \varepsilon_Z(n-n_1)$, мұндағы n_1 – бақылау пунктіндегі таңертеңгі өлшенген өріс мәні.

Нөл-пункттің жылжуындағы түзетуді $(\Delta Z)_0$ график түрінде енгізген дұрыс. Абсцисса осі бойында графикті салу үшін рейстің бастапқы және соңғы уақытын алады. Аралық нүктелердегі түзетуді өрісті бақылауда сызықтық интерполяция жолымен енгізеді. Тіректі желі нүктесіндегі қалыпты градиенттің түзетілімін қалыпты өрістің картасы көмегімен табады. Вариацияның түзетілімін магниттік обсерваториялардан алынатын тәуліктік вариацияның магнитограммасынан түсіріп алады. Егер вариациялар далалық аспаптардың көмегімен өлшенген болса, магниттік өрістің уақыт кезінде берілген компоненттерінің қисық сызық өзгерісін салады және ол арқылы уақытқа сәйкес шынайы есептеуден түзетілім анықталады.

Далалық магниттік жұмыстардың нәтижесі магниттік өріс графигі және изодинама картасы түрінде көрсетіледі. Әдетте, бұл карталардың барлығы түсірім масштабына сәйкес болуы керек. Өрнектілік үшін изодинама жоспарында оң өріс көк түспен, ал теріс – қызыл түсті реңмен бейнеленеді.

3.5.5. Магниттік түсірім деректерінің интерпретациясы

Магниттік өрістің бақыланған мәнінің қалыпты өріс шамасынан ауытқуын *магниттік аномалия* дейді. Демек, аномальды магниттік өрістің мәнін төмендегідей өрнекпен көрсетуге болады:

$$T_a = T_\theta - T_0. \qquad (3.13)$$

Табиғи жағдайда бірнеше көздің әсерінен болған аномальды өріс өте күрделі сипатта болады. Алып жатқан аумағына қарай аймақтық және жергілікті аномалияларға бөлінеді.

Аймақтық аномалияның ауданы жергілікті жерге қарағанда үлкен аймақты алып жатады; *жергілікті аномалия* салыстырмалы түрде аумағы шамалы болады.

Магниттік барлау деректерінің интерпретацияланған бастапқы этапында магниттік өріс сипатын сапалы түрде түсіндіруден басталады. Өріс графигін геологиялық қимамен, ал изодинама жоспарын геологиялық картамен салыстыра отырып, магниттік өрістің және жеке аномалиялармен, геологиялық құрылымдармен салыстыра отырып байланысын анықтайды. Сонымен бірге, аномалияның морфологиясын зерттейді. Себебі, олардың сипаттамалары кеңістіктегі геологиялық дененің формасы (пішіні) мен жағдайын анықтайды. Формасына қарай магниттік аномалияларды изометриялық және созылмалы деп ажыратады.

Магниттік өріс аномалиясының сипатына қарай өріс көзінің қаншалықты тереңде жатқанын пайымдауға болады. Мысалы, шамалы тереңдікте жатқан денелердің аномалиясы горизонталь және тік бағытта градиенттері үлкен болады. Тереңде жатқан нысандар жербетінде градиентері кіші және кең жатық аномалия түзеді. Сондай-ақ нысанның тереңдігі ұлғайған сайын дененің аномалиясының кеңдігі тереңдігіне пропорционал өседі. Магниттік түсірім материалдарының сандық интерпретациясы геологиялық денелердің параметрлерін (жатыс тереңдігі, қалыңдығы, құлау бұрышы) дәлірек анықтау мақсатында жүргізіледі.

Кері есептерді шешудің қарапайым амалдарын қарастырайық. Кері есептер вертикальды магниттелген қарапайым формалардан пайда болған магниттік өрістің белгілі аналитикалық өрнегін пайдалануға негізделген. Шар үстіндегі Z_a және H_a графиктері төмендегі формуламен есептеледі:

$$Za = M\frac{2h^2 - x^2}{\sqrt{(h^2 + x^2)^5}};\ Ha = -M\frac{3hx}{\sqrt{h^2 + x^2}^5}. \qquad (3.14)$$

мұндағы M – шардың мөлшерден тыс (артық) магниттік моменті; h – оның ортасына дейінгі тереңдік, X – профиль (кескін) бойынша ағымдағы координата; шексіз созылған горизонтальды дөңгелек цилиндрі үстіндегі Z_a және H_a графигіне ұқсас төменгі формуламен анықталады:

$$Za = 2M\frac{h^2 - x^2}{(h^2 + x^2)^2}; \quad Ha = -2M\frac{2hx}{(h^2 + x^2)^2}. \qquad (3.15)$$

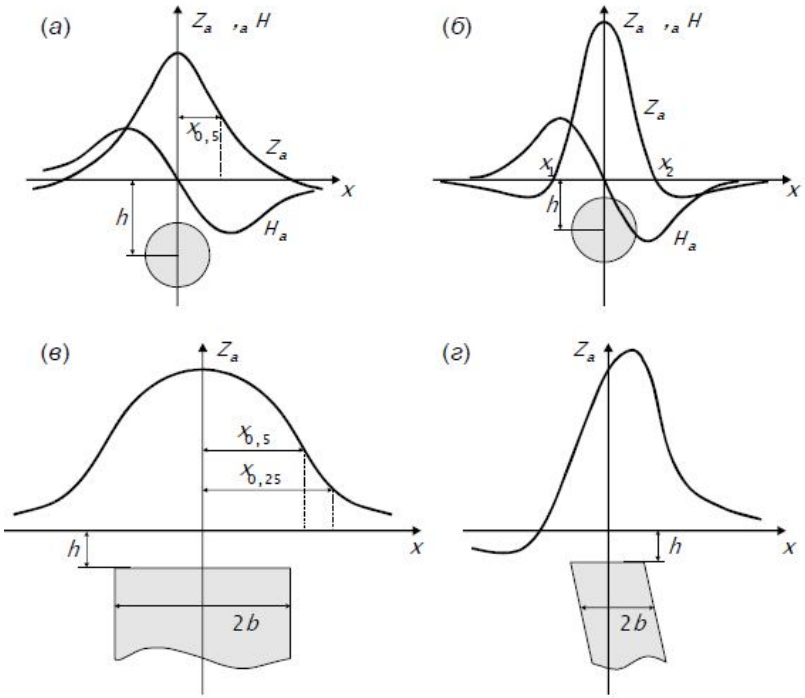
Магниттік өріс функциясының бұл графигі профиль бойынша қашықтығына байланысты 3.10-суретте (а, б) көрсетілген.

Екі жағдайда да қисық сызықтар Z_a координаттың вертикальды осіне салыстырмалы түрде симметриялы болып келеді және шеткі бөліктердегі мәні минимальды болады. Өріс Z_a максимумы дене ортасы үстінде орналасқан. $x < o$ өріс H_a графигі оң мәнде болады, ал $x > 0$ болғанда теріс мәнді болады. Дене ортасының координаты x = 0.

Келтірілген формулаға қарағанда қисық сызық Z_a бойынша сфералық дененің ортасына дейінгі тереңдікті мына формуламен табуға болады: $h = 2\,x_{0,5}$, мұндағы $x_{0,5}$ – максимальды мәннің жартысына тең абсцисса мәні Z_a (3.10, а-сурет). Мұндай формула аномальды өрісте де бар. Оның шығу тегіне шексіз горизонтальды цилиндр жатады. Бұл жағдайда $h = 0,5 - (x_2 - x_1)$, мұнда x_1 және x_2 нөл арқылы өтетін қисық сызықтың өту нүктесі (3.10, б-сурет). Одан әрі, h шамасын біле отырып, нысанның магниттік моментін және оның көлемін (егер таужынысының магниттелгені белгілі болса) табуға болады.

Қат тәрізді денеден шығатын магниттік аномалияны есептеп шығаруға арналған сәйкес формула бар. Мұндай дененің негізгі геометриялық параметрі (3.10, в, г-сурет) – горизонтальды қалыңдығы $2\,b$ және жатыс тереңдігі h болады.

Егер қат қалыңдығы жоғарғы ернеуден *(2 b > h)* терең болса, онда қат қалың деп саналады, егер қалыңдығы *2 b* жатыс тереңдігі жоғарғы ернеуден *(2 b < h)* аз болса, онда қат қалыңдығы шамалы деп саналады. Шексіз тереңдікке тараған өріс графигі Z_a қат үстінде әрдайым оң мәнде болады және максимумы қаттың ортасында жетеді (3.10, в-сурет).



3.10-сурет. Шар үстіндегі (а) магниттік өрістің Z_a және H_a; горизонтальды дөңгелек цилиндрдің (б); қалың вертикальды қаттың (в), жұқа көлбеу қаттың (г) графиктері

Екі жағдайда да қисық сызықтар Z_a координаттың вертикальды осіне салыстырмалы түрде симметриялы болып келеді және шеткі бөліктердегі мәні минимальды болады. Өріс Z_a максимумы дене ортасы үстінде орналасқан. x < o өріс H_a графигі оң мәнде болады, ал x > 0 болғанда теріс мәнді болады.

Дене ортасының координаты x=0. Келтірілген формулаға қарағанда қисық сызық Z_a бойынша сфералық дененің ортасына дейінгі тереңдікті мына формуламен табуға болады: $h=2\ x_{0,5}$, мұнда $x_{0,5}$ – максимальды мәннің жартысына тең абсцисса мәні Z_a (3.10, а-сурет). Мұндай формула аномальды өрісте де бар. Оның шығу тегіне шексіз горизонтальды цилиндр жатады. Бұл жағдайда $h = 0,5 - (x_2 - x_1)$, мұнда x_1 және x_2 нөл арқылы өтетін қисық сызықтың өту нүктесі (3.10, б-сурет). Одан әрі, h шамасын біле отырып, нысанның магниттік моментін және оның көлемін (егер таужынысының магниттелгені белгілі болса) табуға болады.

Қат тәрізді денеден шығатын магниттік аномалияны есептеп шығаруға арналған сәйкес формула бар. Мұндай дененің негізгі геометриялық параметрі (3.10, в, г-сурет) – горизонтальды қалыңдығы *2 b* және жатыс тереңдігі h болады. Егер қат қалыңдығы жоғарғы ернеуден *(2 b > h)* терең болса, онда қат қалың деп саналады, егер қалыңдығы *2 b* жатыс тереңдігі жоғарғы ернеуден *(2 b < h)* аз болса, онда қат қалыңдығы шамалы деп саналады. Шексіз тереңдікке тараған өріс графигі Z_a қат үстінде әрдайым оң мәнде болады және максимумы қаттың ортасында жетеді (3.10, в-сурет). Қалың қаттың қисық сызығының Z_a эпицентрдегі формасы біршама жатық келеді және қуаттылығы шамалы Z_a қатқа аномалияның шет қанаттарында градиенттер үлкен болады. Қалыңдығы аз жоғарғы ернеудің жатыс тереңдігі $h << x_{0,5}$ формуласымен анықталады. Қисық сызық бойынша Z_a қалың қатты жоғарғы ернеудің h жатыс тереңдігін ғана емес, сонымен бірге қалың дененің *2b* де тереңдігін табуға болады және ол мына формуламен есептеледі:

$$h = \frac{x_{0,25}^2 - x_{0,5}^2}{2x_{0,5}}; \qquad b = \sqrt{x_{0,5}^2 - h^2},$$

мұндағы $x_{0,5}$ және x_{025} шамаларының мәні 3.10-суретте (b) көрсетілген.

Егер көлбеу қаттар тереңдікте кеңінен таралумен сипатталған болса, мұндай жағдайда Z_a қисық сызықтары күрделі түрге ие болады. Себебі, онда біржақты минимум пайда болады, ал қисықтың оң және сол тарамдары симметрия бола алмайды (3.10, г-сурет).

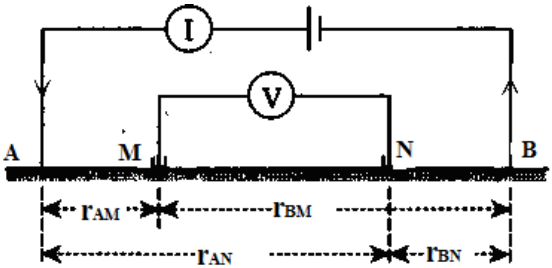
3.6. Электрбарлау

Геологиялық зерттеулерде геофизикалық әдістер ішінде электрбарлау әдісі кеңінен қолданылады. Таужыныстарының алуан түрлі электр қасиеттерінің нәтижесінде модификациялар саны жағынан, геофизикалық әдістер ішінде электрбарлау бірінші орында тұр. Мұндай қасиеттерге кедергі, диэлектрлік және магниттік өтімділік, поляризациялану, жұтылу, электрхимиялық белсенділік, т.б. жатады. Электрбарлаудың негізгі әдістерінің біріне кедергі әдісі жатады.

3.6.1. Кедергі әдісімен электрбарлау

Бұл әдістің мәні – электр өрісінің жасанды көзі арқылы Жердің геоэлектрлік құрылысын зерттеу. Сонымен бірге, кедергінің көлбеу және тік бағыттағы өзгерісі зерттеледі. Біріншісі электрпрофильдеу әдісі, екіншісі – зондтау әдістерінің көмегімен шешіледі.

Кедергі әдістерімен жұмыс істеу кезінде қоректендіру деп аталатын А және В электродтарын жерге қадап ток жіберсе, А және В электродтар арасында электр өрісі пайда болады (3.11-сурет).



3.11-сурет. Кедергі әдісімен жұмыс жасағанда төрт нүктелі қондырғы (АВ) қоректендіруші (MN) қабылдаушы электродтарының орналасу схемасы

А және В электродтар арқылы жерге күші ***I*** болатын ток жүреді. Басқа екі нүкте М және N қабылдағыш электродтары арқылы аспап көмегімен ΔU потенциалдар айырымын анықтайды.

Төрт нүктелі қондырғыны жасайтын қоректендіру және өлшеуішті жерге қосудың өзара орналасуы геологиялық мәселелердің шешімді сипатымен анықталады. Зондтау кезінде қоректендіру электродтары (АВ) аралығындағы қашықтықты өзгертіп, яғни электр өрісінің тереңдікке енуін қамтамасыз етеді [8]. Бұл өз кезегінде әртүрлі тереңдіктегі таужыныстарының меншікті электр кедергісінің шамасы жайлы ақпаратты алуға мүмкіндік береді. Профильдеу (кескіндеу) кезінде қондырғы параметрлері өзгермейді, сондықтан зерттелетін қиманың тереңдігі де өзгермейді. Біртекті ортадағы меншікті электр кедергінің мәнін мына формуламен есептейді:

$$\rho = K\frac{\Delta U}{I}, \tag{3.16}$$

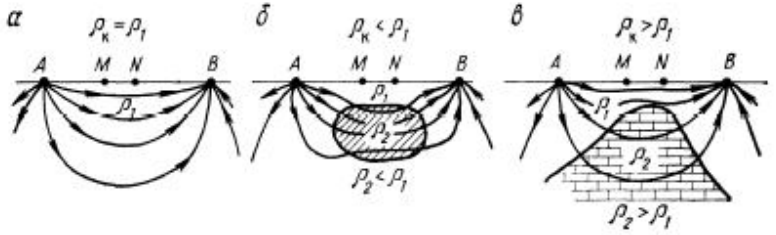
мұндағы ΔU – MN нүктелері арасындағы потенциалдар айырмасы; I – AB электродтары арасында өтетін токтың шамасы; К – өлшеуіш қондырғының геометриялық коэффициенті. К шамасының ұзындық мөлшері бар және ол қондырғыны жерге қосу нүктелер арасының қашықтығымен анықталады:

$$K = 2\pi/(\frac{1}{r_{AB}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}).$$

Сондай-ақ біртекті емес орта үшін де келтірілген формуланы пайдалануға болады, бірақ бұл жағдайда есептеу нәтижесінде кедергісі (Ом•м) өлшенетін біршама шартты шама шығады. Бұл шама *көрінерлік меншікті электр кедергісі* деп аталады және оны $\rho_к$ деп белгілеп мына формуламен есептейді:

$$\rho_{K} = K\frac{\Delta U}{I}. \tag{3.17}$$

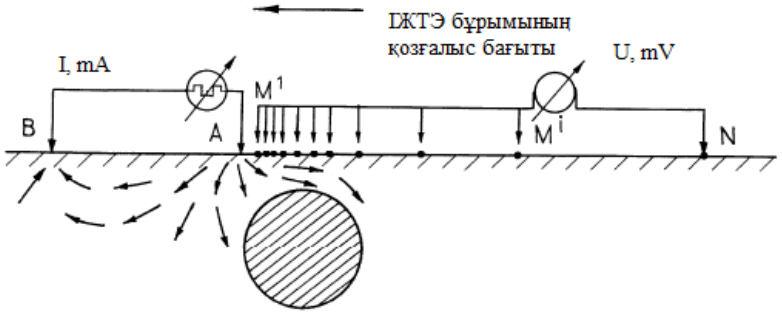
Егер орта біртекті болса, $\boldsymbol{\rho_к}$ шынайы меншікті кедергіге дәлме-дәл келеді: $\boldsymbol{\rho_к = \rho}$. Жалпы жағдайда көрінерлік кедергі геоэлектрлік құрылыстың қимасына тәуелді болады және геофизикалық зерттеулерде кеңінен қолданылады (3.12- сурет).



3.12-сурет. $\rho_к$-ның геоэлектрлік қимасы сипатына тәуелділігі:
а – біртекті орта; б – электрді жақсы өткізетін орта;
в – электрді нашар өткізетін ортадағы дене

Геокарталау зерттеуінің тиімділігін көтеру үшін электрбарлаудың әртүрлі әдістерін кешенді пайдалану қажет. Бұл ішінара электрпрофильдеу және электрзондтау әдістерінде ішкі жылжымалы түйісу әдістерімен жүзеге асырылады (ІЖТӘ). Әдістің мәні – ішкі Мі электродты (3.13-сурет) профиль бойымен жылжытып қиманы зерттеуден тұрады.

Мұндай қондырғы электрпрофильдеудің кеңінен тараған схемасы (потенциалды, үш электродты градиентті және төрт электродты дипольді) жиі кездеседі. Электродтарды қоректендіретін А біршама қашықтықта жатқан электродтар Мі кезекпен өлшеуіш аспапқа (милливольтметрге) қосылады. Қашықтық АМі өзгергенде қиманың тік зондтауы жүреді. Өлшеуіш қондырғыны профиль бойымен тұрақты қадам жасай отырып, бір уақытта қимаға зондтау және профильдеуді жүргізеді.



3.13-сурет. ІЖТӘ қондырғысының сұлбасы

Бұл әдіспен зерттеу тереңдігі өлшеуіш қондырғының барлық төрт электродының өзара орналасуына байланысты, яғни, АВ арасының максимальды қашықтығының 0,2 – 0,3 шамасын құрайтын мөлшерге тәуелді. Көрінерлік кедергіні есептеуде жоғарыда көрсетілген формуланы қолданады, онда К коэффициенті тең:

$$K = \frac{2\pi \cdot r_{AM} \cdot r_{AN} \cdot r_{BM} \cdot r_{BN}}{r_{MN} \cdot \left(r_{BM} \cdot r_{BN} - r_{AM} \cdot r_{AN}\right)}.$$

Қондырғының мұндай сұлбасы тіркелген нүктенің көрінерлік кедергісі электродтың А жағдайына байланысты болады.

3.6.2. Геологиялық мәселелерді шешудегі электрбарлау

Электрпрофильдеу және электрзондтау әдістерін геологиялық зерттеулерде пайдалану таужыныстары мен кентастардың әртүрлі меншікті кедергісіне әртүрлі екендігіне негізделген, олар жүздеген үлестен мыңдаған үлеске Ом•м дейінгі өзгеру қабілеті бар [8]. Таужыныстарының меншікті кедергісінің шамасы көптеген факторларға (минералдық құрамына, кеуектілігіне, ылғалмен қаныққандығына, т.б.) тәуелді. Таужыныстарының негізгі типтерінің қысқаша геоэлектрлік сипаттамасы төменде берілген.

Басқалармен салыстырғанда шөгінді таужыныстарының кедергісі салыстырмалы түрде жоғары емес. Бұл олардың кеуектілігімен және ылғалға қанығуының жоғарылығымен түсіндіріледі. Алайда, шөгінді жыныстар арасында кедергісі жоғары жыныстар да кездеседі. Олар: құрғақ құм, гипс, ангидрит, т.б.

Жанартаулық таужыныстары меншікті кедергісі жоғары мәнмен сипатталады, себебі олардың кеуектілігі аз. Бұзылмаған жанартаулық таужыныстарының кедергісі мыңнан он мыңдағанға дейін ауытқиды. Жарықшақты жанартаулық таужыныстарының кедергісі төмен. Өте қатты жарықшақталған жыныстардың кедергісі жүздеген Ом•м-ды құрайды.

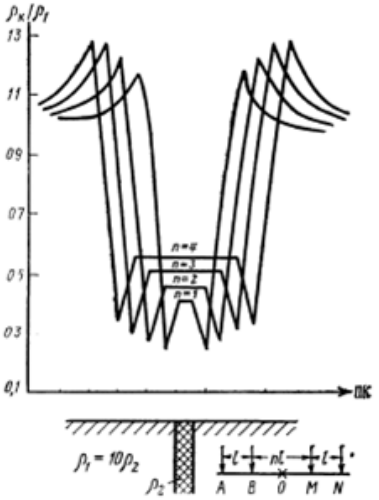
Метаморфтық жыныстардың меншікті кедергісі шөгінді және жанартаулық жыныстардың аралық жағдайында болады.

Метаморфтық жыныстар құрамында кеуектілік және судың болуы негізінен олардың метаморфизм дәрежесіне тәуелді болады. Мысалы, өте қатты метаморфталған гнейстердің меншікті кедергісі мыңдаған Оммен өлшенеді, яғни ол граниттің кедергісіне жақын. Жақсы ылғалданған сазды тақтастар тек бірнеше Ом•м шаманы құрайды. Метаморфталған таужыныстарының ішінде меншікті кедергісі төмен графиттелген және көмірленген жыныстар ерекшеленеді. Жыныстардың бұл кедергісі электронды өткізгіш графит және қатты метаморфталған шашыранды көмір болуынан төмендейді. Құрамында графиттің жоғары болуынан тақтатастардағы кедергі ондаған Ом•м-мен өлшенеді.

Егер руданың құрамында пирит, халькопирит, пирротин, галенит, т.б. токты жақсы өткізетін минералдар болса, онда рудалардың меншікті кедергісі өткізгіш минералдардың проценттік құрамына байланысты болады. Өткізгіштігі ең жоғары жыныстарға кесек колчедан мен полиметалдық рудалар жатады. Олардың меншікті кедергісі жүздік үлестен бірлікке Ом•м дейін болады. Тек, бұдан тыс, құрамында токты нашар өткізетін сфалериті бар колчедан ерекшеленеді.

Тұрақты көздерді пайдаланатын электрбарлауды жоғарыда көрсетілген зондтау және профильдеу модификациялары арқылы геологиялық мәселелерді шешуде пайдаланады. Профильдеу кезінде әртүрлі таужыныстарының электрөткізгіштігі квазивертикальдық түйілісінің пландық жағдайы анықталады. Зондтау көмегімен жатысы горизонтальға жақын ток өткізгіш қабаттың тереңдігі белгілі болады.

Электрпрофильдеудің пішімділігін мүмкіндігінше жоғарылату үшін қондырғының оңтайлы типі мен мөлшерін таңдап алады. Оңтайлы деп, зерттелетін нысандардың айтарлықтай айқын аномалиясын қабылдайтын қондырғы мөлшерін айтады. Әдетте, профильдеу әдісінде АВ қоректендіру электродтар арақашықтығы ізделіп отырған нысанның үш немесе бес еселік тереңдікті құрайды. Өлшеуіш қондырғы мөлшеріне байланысты геологиялық нысанның кедергісінің өзгеруін модельді мысалмен көрсетуге болады. 3.14- суретте дипольді қондырғымен профильдеу арқылы вертикальды токты жақсы өткізетін жұқа қаттың үстінен алынған теориялық гарфик бейнеленген.



3.14-сурет. Электр тогын жақсы өткізетін қат үстіндегі әртүрлі қондырғылармен өлшенген ($\rho_к/\rho_1$)

Суретте көрсетілген графикке қарап, қаттың қалыңдығына шамалас қондырғымен қатты анық ерекшелеуге болады. Бірақ та шынайы жағдайда қаттың үстіндегі шөгінді жыныстардың қалыңдығын есепке алу қажет.

Электрлі зондтауды орындау үшін геологиялық ортаның көлбеу-қабатты моделі қарастырылады [8]. Геоэлектрлік қима өздерінің кедергісі және қалыңдығымен ажыратылатын екі, үш, төрт және одан да көп қабаттан тұруы мүмкін. Өлшеу барысында алынатын меншікті кедергі қисығы АВ электродының арақашықтығына тікелей байланысты. Сондықтан, екіқабатты, үшқабатты, т.б. деп аталады. Бұл қисықтарды тік электрлік зондылау (ВЭЗ) қисығы деп атайды.

Қабаттардың саны және олардың кедергіге қатынасы қисықтың $\rho_к$ және геоэлектрлік қиманың түрін анықтайды.

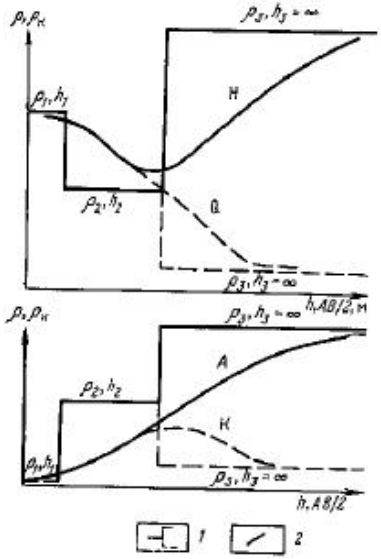
Екі қабатты қарапайым қимада ВЭЗ қисығының екі типі байқалады. Олар кедергілер қатынасының бірінші және екінші қабаттарымен $\rho_1 < \rho_2$ және $\rho_1 > \rho_2$ сипатталады. Біршама күрделі үш қабатты қиманы тік зондтау кезінде қабаттардың кедергісіне қатынасты нақты үш қабатты қиманы құрайтын ВЭЗ қисығының

төрт типін ажыратады. Бұл типтер келесі өрнектермен белгіленеді: *H* ($\rho_1 > \rho_2; \rho_2 < \rho_3$), *Q*($\rho 1 > \rho 2 > \rho 3$), *A* ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$), *K*($\rho_1 < \rho_2; \rho_2 > \rho_3$). ВЭЗ қисығының мұндай үш қабаты 3.15-суретте көрсетілген.

Көрсетілген графиктер қоректендіретін электродтарды АВ-ның шексіз ұлғаюында алынған ВЭЗ қисығының оң тармағының жағдайы көрсетіледі. Профильдеу мен зондтау нәтижесінің интерпретациясына зерттелетін геологиялық қиманың параметрлерін анықтау үшін математикалық әдіс жасалған.

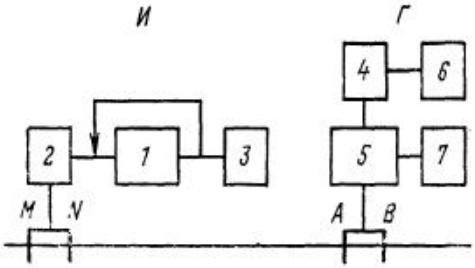
3.6.3. Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы

АНЧ-3 электрбарлау аппаратурасы төменгі жиіліктегі кедергі әдісімен жұмыс істеуге арналған [1]. АНЧ-3 комплектісі тасымалды генератордан және микровольтметрден тұрады. Аппаратураның негізгі техникалық сипаттамасы: жұмыстық жиілігі – 4,88 Гц; тасымалды генератордың максимальды қуаттылығы – 30 Вт; тасымалды генератордың максимальды ток күші – 0,1 А; өлшенетін кернеу – 10-30 000 мкВ; кернеуді өлшеудегі қателігі – 3 %. Тасымалды генератордың массасы – 6 кг; микровольтметрдің массасы – 3,5 кг.



3.15-сурет.
Үш қабатты ВЭЗ-дің типі
1 – шынайы кедергінің графигі (ортаның моделі);
2 – мүмкін болатын кедергінің $\rho_к$ графигі

АНЧ-3 аппаратурасының құрылымдық сұлбасы 3.16-суретте бейнеленген. Өлшеуіш (И) қабылдағыш электродтардағы потенциалдардың айырмасын анықтайды. Генератор (Г) қоректендіру электродының АВ кірістік кедергісіне қарай ток шамасын тұрақтандыруды қамтамасыз етеді. Ток амплитудасы 1-ден 100 мА-ге дейін өзгереді. Өлшеу сұлбасының негізінде 100 %-ға жуық теріс қайтымды байланыс қабілеті бар күшейткішті пайдаланудағы автокомпенсация қағидасына негізделген. Бұл аспап жұмысының жоғары тұрақтандыруын қамтамасыз етеді. Өлшеуіш электродтардағы MN потенциалдар айырмасының мәні меңзерлік (стрелочным) аспапта көрсетіледі.



3.16-сурет. Төменгі жиіліктегі АНЧ-3 аппаратурасының блок-сұлбасы
1 – токтың өлшеуші күшейткіші; 2 – шектің ауыстырып қосқышы; 3 – кернеулілік өлшеуіш; 4 – тапсыру мультивибраторы; 5 – қуаттылық күшейткіші; 6 – ток көзі; 7 – ток өлшеуіш

3.6.4. Далалық байқаудың әдістемесі

«Сырғу контактісі» әдісінде кешенді генератор – өлшеуші АНЧ-3 аппаратурасы қолданылады. АВ сызығындағы ток амплитудасы жерге қосылуына қарай (заземление) 1-ден 100 мА-ге дейін өзгереді. Жұмыстық ток сызығы қоректендіргіш және өлшеуіш бөліктерден тұрады. Бұрымдағы қоректендіру және қабылдау бөлігіндегі гальваникалық бөгеуді жою үшін бұрымның қабылдау бөлігін фарфорлы изолятор арқылы

қосады. Қоректендіру электроды үшін ұзындығы 1 м бұрышты дюралюминий пайдаланылады. Өне бойымен топыраққа тереңдетілген әрбір жерлендіргіш (жерге қосу) үш электродтан тұрады. Бұрымның өлшеуіш бөлігінде ұзындығы 30 см бұрышты дюралюминийден жасалған электродтар пайдаланылады және бұрыштардың ұшы топыраққа тереңдетіліп енгізіледі. Профиль бойында осы әдістеме бойынша қадам байқауы 10 м-ді, ал аномальды зонада 5 м-ді құрайды. Әр нүктеде АМ-нің 10 таратылымында өлшеу жүргізіледі. Олар: 6; 9; 14; 20; 30; 40; 50; 75; 100 және 150 м-ге тең.

Далалық байқау нәтижелері ІЖТӘ-ін электрпрофильдеу журналына енгізіледі. Журналдың формасы 3.6-кестеде көрсетілген.

ІЖТӘ электрпрофильдеу журналы
Күні..... 20.... ж. Телім..... Профиль №.....

3.6-кесте

Қозғалыс бағыты

№	ПК, м		№	ПК, м		№	ПК, м	
Ток, mA			Ток, mA			Ток, mA		
i	ΔU, mV	$\rho_к$	i	ΔU, mV	$\rho_к$	i	ΔU, mV	$\rho_к$
1			1			1		
2			2			2		

Оператор:..... Есептегіш:..... Тексерді:.....

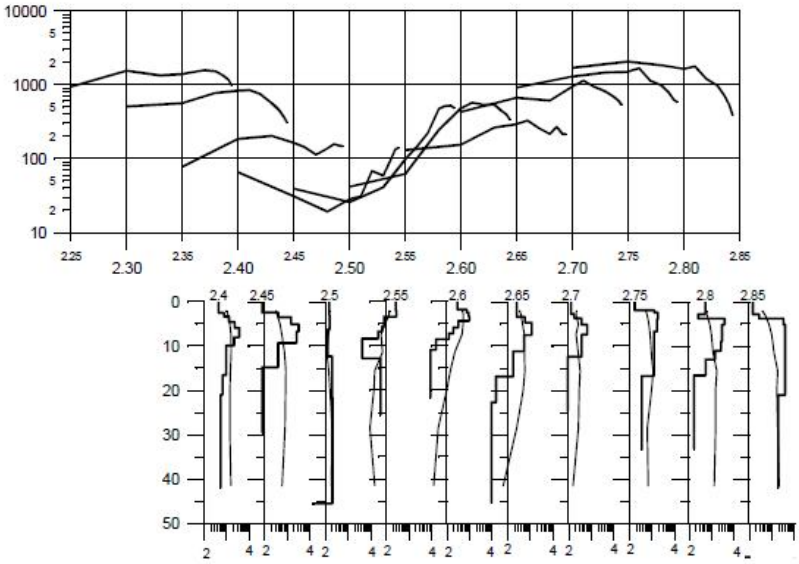
3.6.5. Алғашқы өңдеу және байқауды интерпретациялау

Деректерді бірінші этапта өңдеу бақылау нүктесіндегі көрінерлік кедергіні орындайды. Одан әрі далалық журналдағы деректерді дербес компьютерге автоматты түрде MISC-10 бағдарламасының көмегімен енгізеді. Сонымен, электрзондтаудың кері есебі шешіледі және тереңдігіне байланысты меншікті электр кернеулігінің бірөлшемді қимасынан алынған нәтиже шығады. Есептеуге қажетті параметрлер бағдарламадағы

нұсқауда көрсетілген. 3.13-суретте Мончегорск рудалық ауданнан алынған деректерді алғашқы өңдеудің мысалы келтірілген.

Әр байқау нүктелеріндегі көрінерлік кедергінің есептелген мәні қисық сызық түрінде 3.17-суретте (а) көрсетілген. Әр қисық сызыққа есептелген бірөлшемді геоэлектрлі қима 3.17-суретте (б) бейнеленген. Бірөлшемді қима негізінде құрама геоэлектрлі қима тұрғызылады және кешенді геологиялық-геофизикалық интерпретация жүргізіледі.

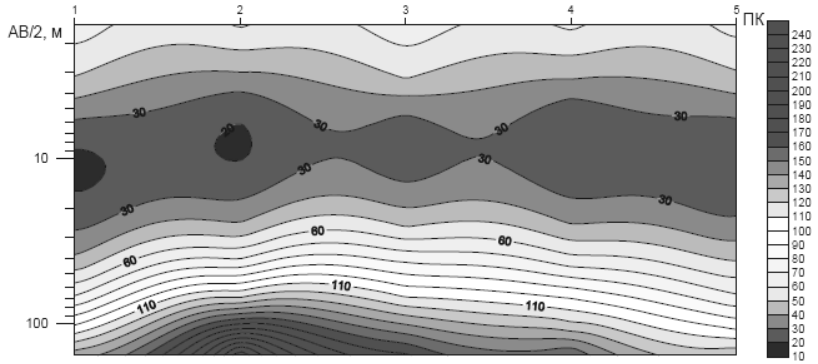
Көрінерлік $\rho_к$ қимасын тұрғызу (3.18-сурет). Тік электрлік зондылау (ВЭЗ) таңдалған сызықтық масштабта абсцисса осінде зондылау нүктелерін белгілеу, ал ордината осінде АВ/2 (м) сәйкестендірілген көрінерлік кедергі мәндерін салу қажет.



3.17-сурет. ІЖТӘ деректерін өңдеуге арналған мысал

Ордината осінде масштаб әдетте, логарифмдік масштабта беріледі, кейбір кездерде сызықтық масштабты да қолдануға болады. Әрбір зондылау нүктесінде АВ/2 сәйкес келетін $\rho_к$ мәнін белгілеу керек. Сонан соң, бірдей мәнді $\rho_к$-ның изосызығын

жүргізіп геоэлектрлі қима тұрғызамыз. Изосызықтардың өзгерісіне байланысты жоғарғы Омды немесе өткізгіш таужыныстарын байқауға болады.



3.18-сурет. Көрінерлік электр қимасы - $\rho_к$

Интерпретацияның соңғы этапында зерттелетін аумақ (профиль бойынша) аясында өткізетін жыныстардың тереңдік жағдайының қорытындысы жинақталуы тиіс. Одан әрі геологиялық ақпараттардан алынған электрбарлау деректерінің интерпретациясы нәтижесімен үйлестіру қажет.

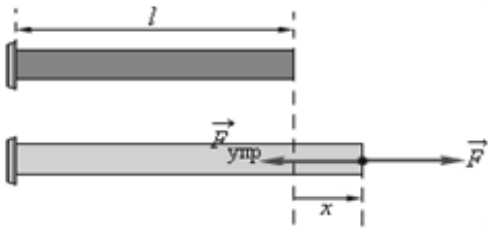
3.7. Сейсмобарлау

Сейсмобарлау барлау – геофизиканың негізгі әдісі болып саналады. Сейсмобарлау ізденістері шөгінді қабаттардың ерекшеліктерін және мұнай-газ кенорындарын іздеу және барлауда негізгі әдіс ретінде қаралады. Бұл әдіс инженерлі-геологиялық зерттеулерде және рудалық кенорындарын іздеуде де елеулі орын алады. Жер қыртысының тереңдік қабаттарын зерттеуде аталған әдістің мүмкіншілігі зор. Сейсмобарлау әдісі өте қымбат, себебі барлық геофизика әдістеріне жұмсалған шығынның 90 %-ы осы әдіске жұмсалады. Бірақ та, бұл әдіс геологиялық ұтымдылығы және нәтижелігімен далалық сейсмобарлау жұмыстарын жасауға шыққан шығынды толығымен өтейді.

3.7.1. Серпінді толқындар

Егер қатты денеге сыртқы күш әсер етсе, онда оның құрамындағы бөлшектердің орналасуы өзгереді, яғни дене деформацияланады. Сыртқы күштер әсерінен дененің пішіні, көлемі және мөлшері өзгерсе *деформация* деп аталады. Бұл жағдайда дене сыртқы күшке қарсы әсер етіп, бөлшектерді бастапқы қалпына келтіруге тырысады. Міне, дененің деформациялануға қарсы жұмсалатын осы ішкі күші серпінді күштер деп аталады. Егер сыртқы күш жойылса, онда серпінді күштер дененің бастапқы мөлшерін және пішінін қалпына келтіреді.

Сыртқы күш пен деформация арасындағы байланыс Гук заңымен сипатталады — деформация, оны тудыратын күшке тура пропорционал. Егер де деформация шамасы шектен асса, онда деформация мен күш арасындағы тура пропорционалдық жойылып, әрі қарай материал бұзылады (қирайды). Бұл заңды 1660 ж. ағылшын ғалымы Роберт Гук ашқан. Гук жіңішке өзектің созылуын зерттеген. Егер өзекке аздап F күш түсірсе, онда өзекте пайда болатын деформация кедергісі $F_{сер}$ деформация шамасына тура пропорционал болады (3.19-сурет).



3.19-сурет. Гук заңына түсінік

$$\boldsymbol{F_{сер} = -kx,}$$

мұндағы k – заттың қасиетіне және өзектің мөлшеріне байланысты серпінділік коэффициенті. Жоғарыдағы формуланы кез келген жіңішке өзек немесе біркелкі көлемдік дене болсын төмендегідей жазуға болады:

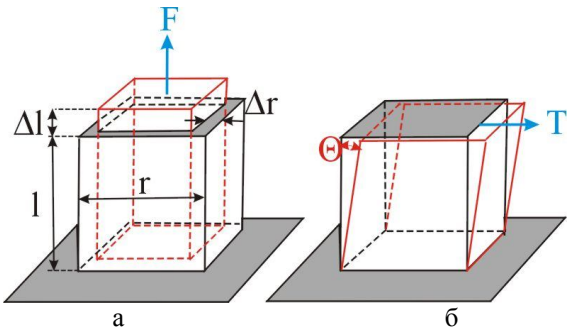
$$\boldsymbol{\sigma = E\varepsilon,} \qquad (3.18)$$

мұндағы $\sigma=F/S$ – дененің көлденең қимасы S түсірілген F күшпен қарым қатынасын сипаттайтын *механикалық кернеу*. Кернеу модулі **σ** паскальмен (Па) немесе Н/м^2 өлшенеді. Ал $\varepsilon=x/l$ – дененің салыстырмалы деформациясы, ал E дененің көлденең созылу модулі немесе Юнг модулі. Юнг модулі дененің қандай материалдан (ағаш, темір, т.б.) құралғанына байланысты, ал оның мөлшері мен пішініне байланысты емес. Жоғарғы өрнектерді еске ала отырып Гук заңын төменгі өрнекпен көрсетуге болады:

$$\varepsilon = \frac{1}{E}\sigma. \qquad (3.19)$$

Денеге түсірілетін күш те (бірлік бетке түсірілетін кернеу) деформация сияқты созылу және қысылу, ығысу және жан-жақты сығылу болып бөлінеді. Денеге түсірілетін күшпен деформацияны байланыстыратын коэфициентті **серпінділік модулі** деп атайды.

Табиғатта дене деформациясының екі түрі кездеседі: көлем бойынша деформация және пішіні бойынша деформациялану (3.20-сурет). Көлемдік деформация мысалы ретінде күбтың қырына перпендикуляр бағытта түсірілген күштердің әсерінен пайда болатын жан-жақты қысылуды айтуға болады. Дене бөлшектері бір-біріне бірдей жақындап немесе қашықтап, оның тек қана көлемі өзгереді (пішіні өзгермейді).



3.20-сурет. Деформацияға түсінік:
а – көлемдік; б – пішіндік деформациялар

Пішіні бойынша деформация мысалына, егер бір-біріне қарама-қарсы бағытталған күштер кубтың қарсы қырларына жанай түсірілсе, онда дененің бөлшектері ығысатынын жатқызуға болады. Қырлары өзара жылжып, тік бұрышты куб қисаяды. Куб табанының ауданы және биіктігі өзгермейді, яғни көлемі өзгермейді де, пішіні ғана өзгеріске ұшырайды.

Егерде денеге созылатын күш түсірсек дене ұзарады да және оның кесіндісі азаяды. Бұл ерекшелік Пуассон коэфициентімен **ν** сипатталады:

$$\nu = \varepsilon_{көл} / \varepsilon_{бой} , \qquad (3.20)$$

мұндағы $\varepsilon_{көл} = \Delta r/r$ – көлденең, $\varepsilon_{бой} = \Delta l/l$ – бойлық деформация.

$$K=E/3(1-2\nu), \ \mu=E/2(1+\nu).$$

E, K және μ модульдарының өлшем бірлігі (Па).

Ортаны қоздыру кезінде аталған деформацияның екі түрі де пайда болады, яғни жыныстарды құрайтын бөлшектер әртүрлі бағытта жылжиды. Бұл деформация бөлшектерді бастапқы қалпына келтіру үшін ішкі күштерді тудырады. Табиғатта бұл бөлшектер өзара тығыз байланыста болғандықтан, бір нүктедегі бөлшектердің жылжуы көршілес бөлшектерді қозғап, олар да өз орнына келуге ұмтылады. Міне, осылай бөлшектердің бірінен соң бірінің жылжуы, сонан кейін тыныштануы деформацияның сол ортада таралуына әкеледі. Деформацияның осылай таралуын серпінді немесе сейсмикалық толқындар деп атайды.

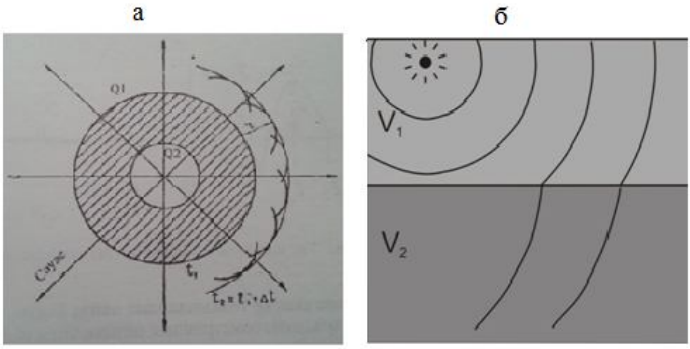
3.7.2. Геометрикалық сейсмика

Кейбір жағдайда сейсмикалық толқындар таралуын оптика заңымен сипаттауға болады. Яғни, толқынды сейсмикалық сәулелер түрінде қарауға болады. Сәуле бойымен толқындық энергия таралады. Әртүрлі серпінділік қасиеті бар шекараларда сәуле сынады және шағылады. Толқындардың сәуле түрінде таралуын көрсету ***геометрикалық сейсмика*** деп аталады және әрбір ортада толқындардың тарау процесін сипаттауға болады.

Толқынды сипаттайтын түсінік, бұл – ***толқын шебі***.

Әдетте, жарылыс ошағынан таралған толқындардың әсерінен таужыныстары бөлшектерінің тербелісі сол ортаның екі бетімен шектелген кішігірім көлемде аз уақыт аралығында пайда болады (3.21-сурет). Суретте Q_1 таңбасымен белгіленген сыртқы беткей зат бөлшектерінің бірқалыпты күйде тұрған бөлігін (әлі ауытқу басталмаған) қоздырылған, яғни тербеліс басталған көлемінен бөледі. Мұндай беткей толқынның **алғы шебі** (фронт волны) деп аталады. Ал, ішкі беткей (Q_2) тербеліс болып жатқан ортаны зат бөлшектерінің ауытқуы тоқталған бөлігінен айырады. Бұл беткей толқынның **артқы шебі** (тыл волны) деп аталады. Толқынның алғы және артқы шептері уақыт өткен сайын оз орындарын өзгертіп отырады, яғни тербеліс болып жатқан орта белгілі бір жылдамдықпен ығыса отырып, бірте-бірте орын ауыстырып отырады.

Егер t_1 уақытында толқынның алғы шебі белгілі болса, онда $t_2 = t_1 + \Delta t$ уақытындағы толқынның алғы шебін физика курсынан белгілі сәуле толқындары үшін Гюйгенс принципін қолданып табуға болады. Бұл принцип бойынша, толқынның алғы шебінің әрбір нүктесін негізгі толқынның бағытымен таралатын қарапайым жартылай сфералық толқындардың көзі деп қарастыру қажет.



3.21-сурет. (а) – серпінді толқынның алғы Q_1 және Q_2 артқы шептері; (б) – толқын шебінің екі орта арасында арасында өзгеруі $V_1<V_2$

Радиусы r = vΔt (v – толқынның таралу жылдамдығы) жартылай сфераларды тұрғызып және олар арқылы қоршай қисық сызық жүргізіп (огибающие), толқынның жаңа шебін табуға болады.

Сонымен, жарылыс ошағынан белгілі бір қашықтықта (r) жатқан таужынысының М бөлшегінің тербелісін былайша сипаттауға болады: толқынның алғы шебі бұл нүктеге жеткен уақыт t_1 (t_1/v), бұған дейін тыныш күйін сақтаған М бөлшегі тербеліске түсіп, оның тербелісі $t_1 + \Delta t$ уақытына дейін, яғни толқынның артқы шебі өткенге дейін созылады.

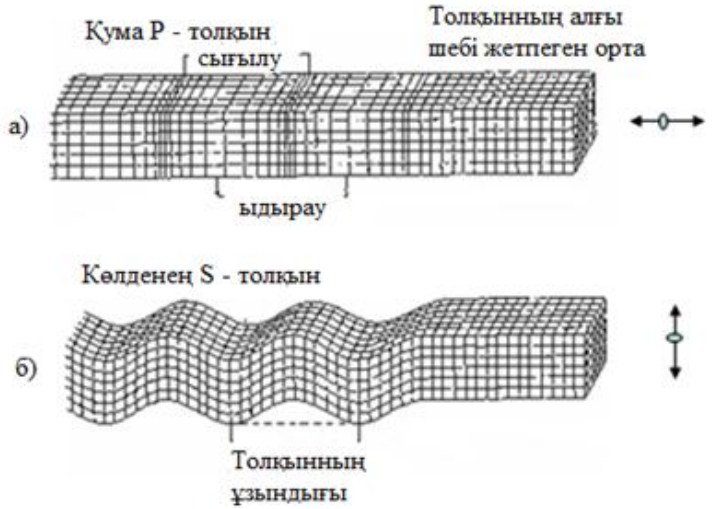
Толқын беткейіне перпендикуляр түзулер сейсмикалық сәулелер деп аталады. Олар толқынның таралу бағытын көрсетеді. Қоздыру нүктесінен шамалы қашықтықта толқын шебі сфералы болып келеді, ал қашықтаған сайын ол жазықтыққа айналады.

Сейсмобарлауда, негізінен, қума толқындар пайдаланылады. Өйткені, оларды қоздыру оңайға түседі, қарқындылығы жоғары, басылу уақыты көлденең толқынға қарағанда әлдеқайда баяу болады.

3.7.3. Серпінді толқындар түрлері

Осы деформациялар әртүрлі жылдамдықпен таралатын толқындар түрінде бір бөлшектен екінші бөлшекке беріледі. Көлемдік деформациясы таралу барысында сол ортаның бөлшектері толқынның таралу бағытында ығысу және ыдырау белдемдерін құрап, жылжиды (ығысады). Бұл толқын **қума** (тура) немесе Р – толқын (ағыл. pressure – «қысым») деп аталады.

Дененің пішіні бойынша деформациясының таралу барысында ортаның бөлшектері толқынның таралу бағытына перпендикуляр бағытта жылжиды (ығысады). Бөлшектер толқынның таралу бағытына перпендикуляр жазықтықта өзара бір-бірінен тайып түскендей болады. Мұндай толқынды **көлденең немесе S – толқын** (ағыл. Shear – «ығысу») деп атайды (3.22-сурет).



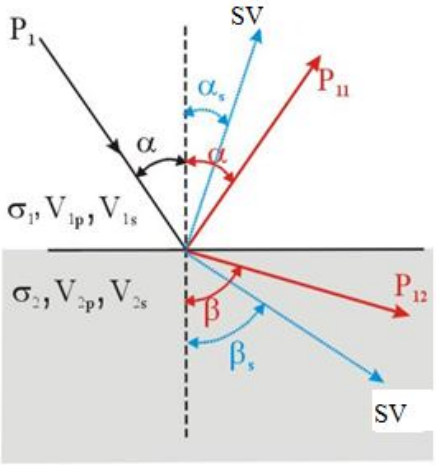
3.22-сурет. а) – кума, б) – көлденең толқындар

Қума толқын Р мен көлденең толқын S пайда болу принципі әртүрлі болғандықтан олардың ортада таралу жылдамдығы да әртүрлі. Біртекті немесе изотропты ортада таралу жылдамдығы төмендегі өрнектермен анықталады:

$$Vp = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad Vs = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \tag{3.21}$$

мұндағы ρ – ортаның тығыздығы. μ≥ 0 болғандықтан Р толқын S толқынға қарағанда таралу жылдамдығы жоғары.

Көптеген таужыныстарында Vp/ Vs = 1.73. Анизотропты ортада серпінді толқындардың жылдамдығы әр бағытта әртүрлі. Біртекті қабатты-жазық орталар ішінде толқын жылдамдығы бірқалыпты болады, олар тек ортаны бөліп тұрған шекарада өзгереді.Тік градиентті ортада толқынның таралуы тереңдікке байланысты өзгеріп тұрады.



3.23-сурет
Р – толқынның екі орта шекарасында сынуы және шағылуы

Шынайы геологиялық ортаны жазық-қабатты деп есептеуге болады. Мұндай ортада толқынды қоздыру нүктесінен әртүрлі серпінді толқын тарайды. Әртүрлі қасиеті бар екі орта шекарасында серпінді толқынның біразы шағылады, ал біразы сынады да келесі қабатқа өтеді (3.23-сурет).

Толқынның құлау, шағылу және сыну бұрыштары шама арасындағы байланысты Снеллиус заңы сипаттайды.

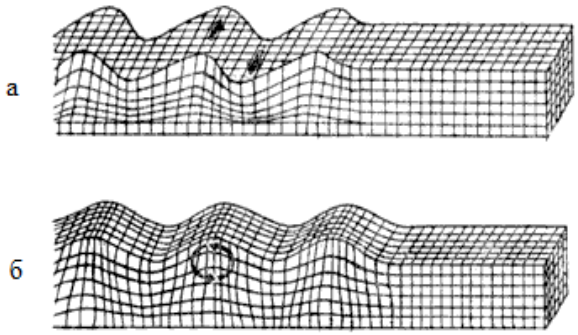
$$\frac{Vp1}{Sin\alpha} = \frac{Vp2}{Sin\beta} = \frac{Vs1}{Sin\alpha s} = \frac{VS2}{Sin\beta s}. \qquad (3.22)$$

Бұл заң бойынша толқынның құлауы мен шағылу бұрыштары тең. Егерде толқын екі ортаның бөлу шекарасына критикалық бұрышпен түссе $\alpha=\alpha_\beta$, онда сыну бұрышы $\beta=90°$ тең болады. Бұл жағдайда екі орта шекарасында сырғи өтетін сынған толқын пайда болалы. Міне, осы толқын Гюйгенс приципі бойынша, жаңа толқындардың пайда болуына себепші болады. Мұндай толқынды **басты толқын** деп айтады.

Егерде тереңдік өскен сайын серпінді толқынның жылдамдығы өссе, онда бұл толқын сәулесі қисая жер бетіне

қайтып келеді. Бұл толқынды **рефрагирлі толқын** деп атайды. Мұндай толқынның пайда болу себебі мұнда жатыр. Тереңдеген сайын сыну бұрышы да өсе түседі, тек $\beta=90°$ болғанда, бұл толқынның жер бетіне қайту нүктесі.

Екі ортаны бөлу шекарасында беткейлік толқындар пайда болады. Оларды Рэлей және Лява беткейлік толқындар деп атайды (3.24-сурет).



3.24-сурет. Беткейлік толқындар: *а-Лява, б-Рэлей*

Рэлей толқыны жартылай серпінді кеңістікте пайда болады. Толқын өткенде, ортаның бөлшектері тік кеңістікте элиптикалық траектория бойынша қозғалады.

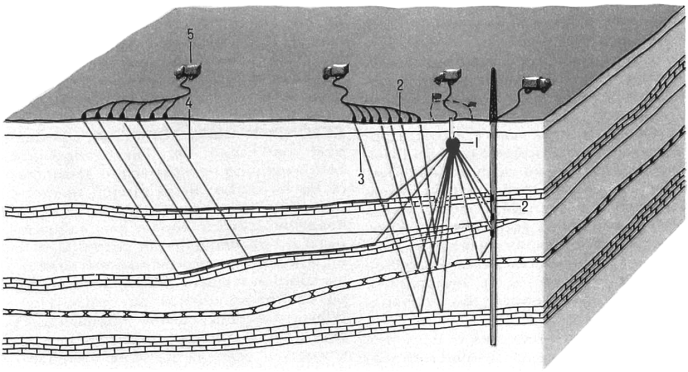
Лява толқыны жартылай кеңістікте жатқан қатты қабатта пайда болады. Бұл толқында ортаның бөлшектері қабат бағытымен және толқынның таралу бағытына көлденең қозғалады.

3.7.4. Сейсмикалық барлау әдісінің мақсаты және мәні

Сейсмобарлау әдістері геологиялық ортада тарайтын серпінді тербелістерді (сейсмикалық толқындар) зерттеуге негізделген. Егерде ортаның акустикалық қасиеті өзгерсе, бұл толқындар шағылады, сынады, рефракцияланады, дифракцияланады, т.б. түрлерге өзгереді. Серпінді толқындарды қоздыру үшін жарылыс, вибратор және басқа қоздырушы күштерін пайдаланады.

Қоздырылған акустикалық толқындар таужыныстары арқылы өтіп бақылау нүктесінде арнайы қабылдағышта тіркеледі.

Қоздырылыс тудыратын нүктені жарылыс пункті немесе нүктесі деп атайды, ал қабылдау нүктесінде орналасқан қабылдағыш индикаторды – сейсмоқабылдағыш дейді (3.25-сурет). Геологиялық ортаның құрылымдық ерекшеліктеріне байланысты сейсмоқабылдағыш әртүрлі серпінді толқындарды тіркейді. Егерде геологиялық ортада толқын жылдамдығы күрт өзгеретін шекара болса, шағылған және сынған толқындар пайда болады. Ал толқындар тік бағытта үздіксіз өсе беретін болса – рефрагирлі толқындар пайда болады. Геофизикалық зерттеулерде сейсмобарлаудың шағылған және сынған толқындар модификациясы кең түрде тараған.



3.25-сурет. Сейсмобарлау жұмыстарын жүргізу схемасы:
1 – сейсмикалық толқын көздері; 2 – сейсмоқабылдағыштар;
3 – шағылған толқындар; 4 – сынған толқындар; 5 – сейсмостанция

3.7.5. Сейсмикалық барлаудың негізгі тәсілдері

Сейсмикалық барлау тәсілдерін жіктеу әртүрлі тұрғыда жүргізіледі.

Пайдаланылатын толқындардың түріне байланысты: 1) шағылған толқындар тәсілі; 2) сынған толқындар тәсілі; 3) өткінші толқындар тәсілі.

Тіркелетін тербелістің жиілігіне байланысты: 1) жоғары жиілікті (тербеліс жиілігі 100 *Гц*-тен жоғары); 2) орта жиілікті (ондаған *Гц)*; 3) төменгі жиілікті (бірнеше *Гц*).

Әдістің тереңдік қабілетіне байланысты: 1) тереңдік қабілеті бірнеше *км*-ге жететін әдеттегі сейсмобарлау; 2) аз тереңдікті сейсмобарлау тәсілі (инженерлік-геологиялық зерттеулер үшін); 3) терең сейсмикалық зондылау тәсілі (ондаған км тереңдікке дейінге жер қыртысының құрылысын зерттеу).

Сонымен қатар, пайдаланатын толқындық өрістің қасиеттеріне байланысты кинематикалық (геометриялық сейсмика принципіне негізделген) және динамикалық (толқындардың динамикалық ерекшеліктеріне негізделген) тәсілдер деп те бөлінеді.

Толқындық өрістің таралу көзі жайлы толық мағлұматтар алу үшін сейсмикалық тербелістердің таралу бағытына негізделген тәсілдер де бар: толқынның таралу көзін (жарылыс) және сейсмоқабылдағышты топтастыру; реттеулі бағытталған тіркеу.

Міне, бұл аталған тәсілдердің өзіне тән ерекшеліктері бар. Соларды іс жүзінде дұрыс пайдалана отырып сейсмобарлау әдісінің тиімділігін арттыруға болады. Сондықтан да барлау жұмысында әртүрлі сейсмобарлау тәсілін жинақтап кешендеу кеңінен қолданылады.

Енді сейсмобарлау әдісінің іс жүзінде кеңінен таралған тәсілдеріне қысқаша тоқталайық.

3.7.6. Шағылған толқындар тәсілі

Шағылған толқындар тәсілі – сейсмобарлаудың кең таралған тәсілдерінің бірі. Бұл тәсіл толқындық кедергісі әртүрлі геологиялық орталардың шекарасынан шағылған толқындарды тіркеуге негізделген. Мұндай беткейлер, әдетте, геологиялық қабаттардың құрылысын сипаттайтын литологиялық және тектоникалық шекараларға сәйкес келеді.

Шекарадан шағылған сейсмикалық толқын бөгеуіл толқындармен бірге қоса тіркеледі. Сондықтан оны бөгде толқындардан бөлу үшін әртүрлі арнайы әдістер (тербелістің жиілігіне, таралу бағытына, т.б. ерекшеліктеріне негізделген) қолданылады.

Сейсмограммада тіркелген шағылған толқындарды бөлудің негізгі белгісі – жақын орналасқан көрші пункттерде тіркелген толқын пішінінің бір-біріне ұқсастығы. Бұл белгі толқындарды уақыт және тереңдіктегі сейсмикалық қималарда да анықтау үшін пайдаланылады.

Шағылған толқын тәсілінің басты ерекшеліктерінің бірі – қабаттағы толқынның таралу жылдамдығын нақты анықтау мүмкіндігі. Ол үшін жылдамдық мәні бірнеше рет анықталып, оның орташа мәні қабылданады. Өйткені, жеке анықтауда әртүрлі себептерге байланысты қателер болуы мүмкін.

Тәсілдің тағы бір басты ерекшелігі – шекараға түскен және шағылған толқындардың таралу жолдарын бір-біріне жақындату мүмкіндігі. Ал, бұл берілген ауданды жан-жақты, толық зерттеуге мүмкіндік береді.

3.7.7. Сынған толқындар тәсілі

Сынған толқындар тәсілі жабынды (жоғары) қабатқа қарағанда таралу жылдамдығы жоғары төменгі қабаттағы толқындарды тіркеуге негізделген. Қоздыру көзінен біршама қашықтықта мұндай толқындар бірін-бірі басып озады (таралады). Сондықтан мұндай толқындар сейсмограмманың бас жағында тіркеліп, оны өңдеуге мүмкіндік туады.

Бұл тәсілдің артықшылығының бірі – толқынның сейсмикалық шекараны бойлай таралу жылдамдығын анықтауға болады. Ал, бұл жағдайда толқын сынған беткейлердің физикалық қасиетін, оның литологиялық құрамын, т.б. параметрлерін бағалауға мүмкіндік туады. Тәсілдің кемшілігі – шағылған толқындарға қарағанда оның нақтылығының төмендігі, қабілеттілігінің аздығы.

Бақылау жүйесін дұрыс ұйымдастырып, алынған материалдарды өңдеу сапасы артса, сынған толқындар тәсілі жер қойнауы құрылысы туралы көптеген құнды мағлұматтар береді:

- толқынның сыну беткейіне дейінгі терендікті анықтап, тереңдігі бойынша қима тұрғызу;
- толқынның шекаралық жылдамдығын нақты бағалау;

- жылдамдық бойынша изосызықты қималар тұрғызу;
- толқын сынған қабаттың жұтылу коэффициентін анықтау;
- жер қойнауындағы тектоникалық бұзылыстарды картаға түсіру, т.б.

3.7.8. Шағылған және сынған толқындар тәсілдерінің ерекшеліктері

Шағылған немесе сынған толқындар әдістері бір-бірімен алмастырылмайды, олардың әрбіреуінің өзіне тән ерекшеліктері және мүмкіншіліктері бар. Сондықтан белгілі бір геологиялық мәселені шешу үшін, бұл екі әдістің ең ыңғайлысы таңдалады. Ал, тіпті кейбір ерекше жағдайда екі әдіс бір уақытта қолданылып, оның бірі басты (негізгі), екіншісі қосалқы рөл атқарады.

Шағылған толқындар тәсілінің ерекшеліктері

1. Екі қабаттың шекарасынан толқындардың шағылуы үшін олардың толқындық кедергілері бір-біріне тең болмауы керек. Шағылған толқындар қат-қабат жыныстардың арасындағы жұқа қабатшаларынан да пайда болуы мүмкін, ол үшін қабатша мен кіріктіруші жыныстардың литологиялық құрамдары әртүрлі болуы керек.

2. Әдістің зерттеу тереңділігі 300–400 м-ден 5000 м-ге дейін жетеді. Осы аралықта 20-ға дейін шағылу шекараларын бақылауға болады. 300–400 м-ден аз тереңдікте шағылған толқындар, әдетте, бөгеуіл толқындармен қабаттасып, дұрыс білінбейді.

Әдістің тереңдігі 300–400 м-ден басталуына байланысты, ол инженерлік геология немесе басқа да аз тереңдікті зерттеулерді қажет ететін мәселелерді шешуде пайдаланбайды.

1. Бір бақылау жүйесі көмегімен әр терендіктен шағылған толқындарды тіркеуге болады.

2. Әдісті ыңғайлы қолдану жер қойнауындағы шағылу шекарасының орналасуына байланысты болады. Көлденең орналасқан немесе көлбеу (еңкіш) бұрышы 10–15°-тан аспаған жағдайда, әдістің нәтижелері жоғары бағаланады. Тектоникалық

бұзылыстарды (жарылымдарды) бұл әдіспен зерттеу мүмкін емес, өйткені, олардан толқындар шағылмайды (бұл ерекшелік кейбір кезде жарылымдар туралы белгіде болады).

3. Шағылған толқындар годографтары арқылы шағылу шекарасынан жоғары орналасқан қабаттағы толқындардың таралу жылдамдығын нақты анықтауға болады. Бұл сейсмикалық материалдарды өңдеуде өте қажетті мағлұмат.

Сынған толқындар тәсілінің ерекшеліктері

1. Екі қабаттың шекарасынан толқынның сынуы үшін төменгі қабаттағы толқынның таралу жылдамдығы жоғары қабатқа қарағанда артық болуы керек. Толқындар қалыңдығы бірнеше метр болатын жұқа қабатшадан да сынуы мүмкін. Ол үшін толқынның таралу жылдамдығы бұл қабатшада кіріктіруші жыныстардағы таралу жылдамдығынан артық болуы керек.

2. Сынған толқындар профиль бойында жарылыс пунктінен белгілі бір қашықтықтан бастап байқалады. Сыну шекаралары тереңдеген сайын, сынған толқындар да жарылыс пунктінен қашықтаған сайын пайда болады. Бұл ерекшелік әрбір шекарадан сынған толқындар үшін өз бақылау жүйесін ұйымдастыруды қажет етеді.

3. Сынған толқындар әдісі жер бетінен бірнеше метрден бастап 2000-3000 м-ге дейінгі аралықта барлау жұмыстарын жүргізу үшін пайдаланылады. 3000 м-ден артық терендікті зерттеу үшін арнайы (күрделі) бақылау жүйесін ұйымдастыру қажет.

4. Бұл әдіспен жер қойнауындағы түрлі құрылымдар, тік жапсарлар, сырғымалар, т.б. геологиялық құрылымдар анықталады. Сонымен қатар, бұл әдісті инженерлік-геологиялық, геологиялық картаға түсіру және басқа да мақсаттарды шешу үшін пайдаланады.

5. Сынған толқындар годографтары арқылы екі қабаттың арасындағы толқындардың шекаралық жылдамдығын анықтап, ал ол арқылы сол беткейді құрайтын жыныстардың физикалық қасиеттері бағаланады.

Әдетте, сейсмобарлау әдісі барлық жерде бірдей нәтиже бермейді. Оның тиімділігі алдымен сол ауданды құрайтын ***беткейлік*** және ***тереңдік*** сейсмогеологиялық жағдайларына байланысты.

Сейсмобарлау үшін қолайлы тереңдік сейсмогеологиялық жағдайлар:

- сол ауданға тән геологиялық қимадағы шағылу және сыну шекаралары анық болуы керек;
- шекаралар ұзақ және барынша жазық (көлбеу бұрышы 2–15° арасында), тектоникалық бұзылыстардың жоқ болғаны жөн.

Қолайлы беткейлік сейсмогеологиялық жағдайлар:

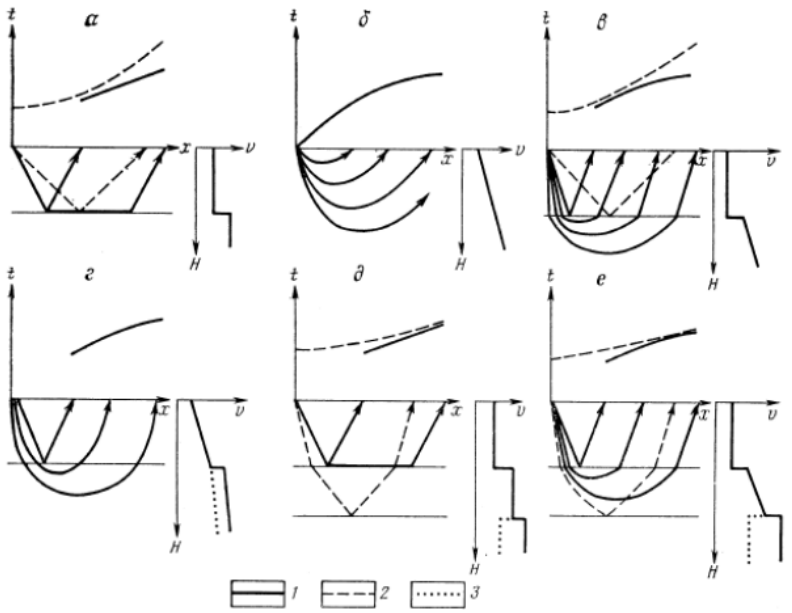
- жылдамдығы баяу аймақтың қалыңдығы айтарлықтай емес (20–40 м-ге дейін);
- жерасты су деңгейі жер бетіне жақын орналасқан.

Сапасы жоғары сынған және шағылған толқындарды тіркеу беткейлік қолайлы сейсмогеологиялық жағдайларға байланысты, өйткені олар толқындарды қоздыруға тікелей әсер етеді.

Өндірісте қолдану мақсатында сынған және шағылған толқындардың құндылығы жағынан бірдей емес. Шағылған толқындар әдісі тереңдігі 200–400 м-ден ондаған километрге дейінгі аралықта орналасқан құрылымдарды зерттеуде кең түрде қолданады. Бұл әдісті қолдануда астыңғы қабатта толқынның таралу жылдамдығы үстіңгі қабаттың жылдамдығына қарағанда үлкен болуы қажет, яғни $V_1<V_2$ (3.26-сурет).

Сейсмобарлауда тиімді және прогресшіл әдісі шағылған толқындар түрі (метод отраженных волн, МОВ) өндірісте жиі пайдаланады. Шағылған толқын түрі кен байлықты құрлық пен теңізде іздеу және барлау кезеңінде қолданады. Бұл әдіс толқындық кедергісі әртүрлі геологиялық орталардың шекарасынан шағылған толқындарды тіркеуге негізделген. Мұндай беткейлер, әдетте, геологиялық қабаттың құрылысын сипаттайтын литологиялық және тектоникалық шекараларға сәйкес келеді.

Шекарада шағылған сейсмикалық толқын кедергі толқындармен бірге тіркеледі. Сондықтан оны кедергі толқындардан бөлу үшін әртүрлі амалдар (тербелістер жиілігі, таралу бағыты және басқа ерекшеліктеріне негізделген) қолданады. Сейсмограммада тіркелген шағылған толқындарды бөліп алудың негізгі белгісі – жақын орналасқан көрші нүктеде тіркелген толқын пішінінің бір-біріне ұқсастығы.



3.26-сурет. Басты (а), рефрагирленген (б, в, г), интерференциалды (д, е) толқындардың шағылушы толқындармен (а, в, д, е) салыстырмалы сәулелік сұлбалары, годографтары және V(h) графиктері
Толқындар: *1 – сынған; 2 – шағылған; 3 - V(h) графиктері*

Шекарада шағылған сейсмикалық толқын кедергі толқындармен бірге тіркеледі. Сондықтан оны кедергі толқындардан бөлу үшін әртүрлі амалдар (тербелістер жиілігі, таралу бағытына және басқа ерекшеліктеріне негізделген) қолданады. Сейсмограммада тіркелген шағылған толқындарды бөлудің негізгі белгісі – жақын орналасқан көрші пункттерде тіркелген толқын пішінінің бір-біріне ұқсастығы.

Бұл белгі (критерий) толқындарды уақыт және тереңдік сейсмикалық қималарды да анықтау үшін пайдаланады. Шағылған толқын әдісінің басты ерекшелігі – қабаттағы толқынның таралу жылдамдығын нақты анықтау мүмкіндігі. Ол үшін жылдамдық мәні бірнеше рет анықталып, оның орташа мәні қабылданады. Өйткені жеке анықтауда әртүрлі қателіктер

болуы мүмкін. Әдістің тағы бір басты ерекшелігі – шекараға түскен және шағылған толқындардың жолдарын біріне жақындату мүмкіндігі. Ал, бұл берілген ауданды жан-жақты, толық зерттеуге мүмкіндік береді.

Үлкен тереңдікті зерттеу үшін төменжиілікті КМПВ (5–30 Гц) модификациясы қолданылады. Аз тереңдікті зерттеу кезінде өлшеудің нақты мәнін беретін жоғары жиілікті модификация (60 Гц-тен жоғары) қолданылады. КМПВ аймақтық зерттеулерде, мұнай-газды, жерасты суларын барлауда қолданады.

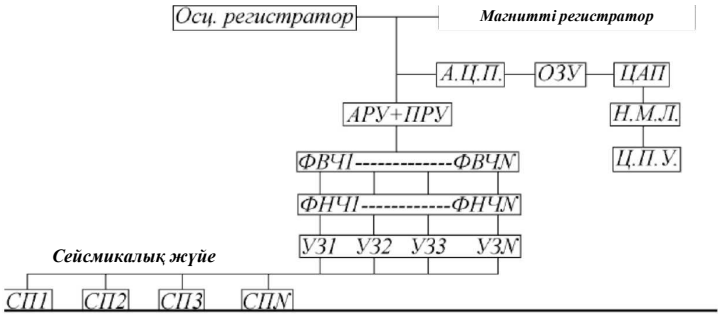
3.7.9. Сейсмикалық аппаратуралар

Сейсмикалық аппаратуралар төмен жиілікті және жоғары жиілікті болып бөлінеді. Тереңдікті зерттеу үшін төмен жиілікті аппаратура (диапазон 1-10 Гц) қолданылады. Бұл жағдайда серпінді тоқындардың қоздырушы көзі күшті жарылыстар (10-нан бірнеше мың килограмм жарылыс заттары) болып табылады. Бақылау нүктесінен жарылыс пунктіне дейінгі арақашықтық 10 км-ден бірнеше жүздеген км-ге дейін.

Аз тереңдікте және зерттеудің жоғары дәлдігінде жоғары дәлдікті аппаратура (диапазоны ондаған герцтен килогерцке дейін) қолданылады. Бұл жағдайда, жарылыс пунктінен аз қашықтықта жарылысты және жарылыссыз тербеліс көздері қолданылады.

Өлшеудің кешенді негізгі элементі бірнеше аспаптардан тұратын – сейсмикалық канал. Мұндай аспаптарға сеймоқабылдағыш, күшейткіш-блок және жазу блогы жатады. Сейсмоқабылдағыш – жербеті тербелісін электрлік токтың тербелісіне айналдыратын индикатор болып табылады. Күшейткіш-блок сейсмоқабылдағыштан түскен электр тербелістерін күшейту және фильтрлеу үшін қажет.

3.27-суретте көрсетілген сейсмикалық тіркеуші каналдың блок-схемасында келесілер көрсетілген: СП – сейсмоқабылдағыш; УЗ – жазуды күшейткіш; ФНЧ, ФВЧ – төмен және жоғары жиілікті фильтрлер; АРУ, ПРУ – күшейткішті автоматты және бағдарламалы реттегіш; АЦП – аналогты-сандық түрлендіргіш; ОЗУ – оперативті есте сақтау құрылғысы; ЦАП – сандық-аналогты түрлендіргіш; НМЛ – магниттік лентаға жинақтаушы; ЦПУ – сандық жазу құрылғысы.



3.27-сурет. Сейсмикалық тіркеуші каналдың блок-схемасы

Сейсмикалық зерттеуге арналған барлық аппаратуралар төмендегідей талаптарға сай болуы қажет:

1) Тіркеуші канал жеткілікті түрде жоғары күшейткішке (20–25 млн есе) ие болуы керек;

2) Тіркеу кезінде күшейткішті автоматты және программалы реттегіш іске қосылу керек;

3) Кедергілер арасынан пайдалы сигнал шығу үшін жиілікті селекция қолдану қажет (жоғары және төмен жиілікті фильтрлер);

4) Барлық каналдар бірдей болуы керек, себебі, сейсмикалық жазудағы толқынның корреляциясы әр трассада жазылған тербелістердің айырмашылығы мен ұқсастығын салыстыру негізінде жасалады;

5) Қабылдау нүктесіндегі аспаптар (сейсмоқабылдағыш) топырақтың жылжу бағытына байланысты әртүрлі сезімталды болуы қажет.

(ТСҚ (СПВ) – тік сейсмоқабылдағыш, КСҚ (СПГ) – көлденең сейсмоқабылдағыш).

Жоғары жиілікті сейсмикалық аспап көмегімен (мысалы, “Аметист” сейсмоқабылдағыш) жербетінен және жерасты тау-кен өнімдерінен кварцты, пегаматитті және полиметалды кенорындарын іздеу мен барлау жүргізіледі. Тербеліс көзі ретінде берілген уақытта серпінді ортаға механикалық әсер ететін арнайы құрылғы қолданылады. «Аметист» аспабы мәліметті жинақтауды іске асыратын портативті сандық 12 каналды станция. Станция кассеталы жинақтауышы бар тіркеуші және жарылыс сәтін белгілеуге жіберетін байланыс блогынан тұрады. Байланыс блогының көмегімен жарылыс пунктімен тіркеуші арасында

хабарлама жүреді. Станцияның жиіліктік диапазоны 25-5000 Гц. Жазба электростатикалық қағазға және Мк-60 магнитафон кассетасына жазылады. Жинақталушы оперативті есте сақтау құрылғысынан әр канал үшін жазбалар жеке жазылады. 100db-ден кем емес динамикалық диапазонда максимальды жазба уақыты 250 мс құрайды. Жазба уақыты жарылыс пунктіндегі соққымен сай келуі керек. Аспаптың қолданылатын күші 30 Вт, ток көзі аккумулятордан алынады.

3.7.10. Сейсмикалық бақылаулардың далалық әдістемесі

«Аметист» сандық жоғары жиілікті аспабының көмегімен бақылау профильдерін бөлу, сейсмоқабылдағыштарды орналастырып сейсмикалық бұрымды орау (орналастыру қадамы – 1-10 м), өлшеу алдында бақылау лентасын тексеру, тестілеу және алу, есеп беру құжаттарын өлшеуді және жүргізуді қадағалау жұмыстары жүргізіледі. Жоғары жиілікті сейсмикалық аспаппен жұмыс істеу кезіндегі негізгі материал – дала журналы, микрокассеталарға жазылған, электростатикалық қағаз және магнитограммаларға тіркелген сейсмограммалар болып табылады. Далалық жағдайда алынған сейсмограммадағы пайдалы толқындар мұқият қаралуы тиіс. Кедергілер фоны сигналдарды бөлу және корреляциялау кезінде қиындық туғызбауы қажет. Алғашқы өңдеу нәтижелері арнайы журналға толтырылады (бақылау журналының формасы, 3.7-кесте) және әдістемелік нұсқауға сай далалық материалдарды интерпретациялау кезінде қолданылады.

3.7-кесте

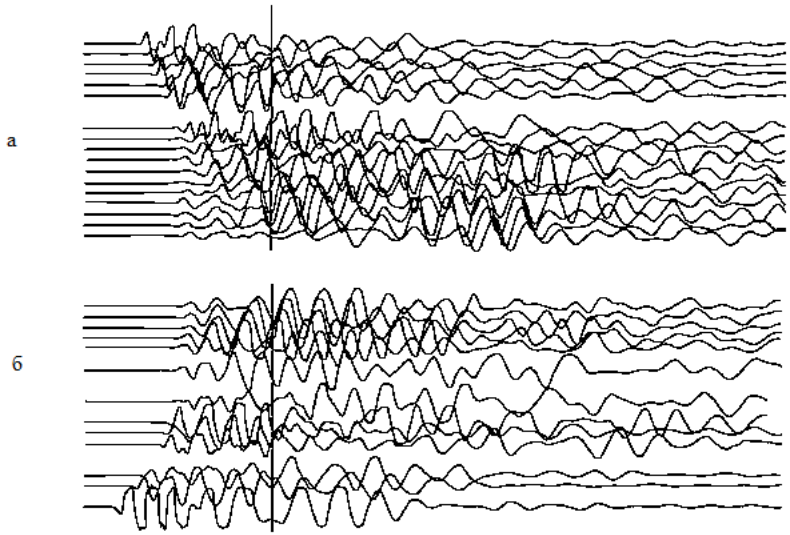
Сейсмикалық барлау каналдары: 4
Сейсмикалық жазба уақыты: 250мс
Фильтр-тығын 50 Гц: қосылған.

Пикет нөмірі	Күні	Күшейткіш, db	ФНЧ, Гц	ФВЧ, Гц	Кешігу, мс	Жинақ саны	Қабылдау шарты	Ескерту

Оператор _____

3.7.11. Сейсмобарлау мәліметтерін интерпретациялау

Сейсмикалық материалдарды өңдеу барлық бақыланған толқын типтерінің толық жазбалары үшін монтаж тұрғызудан басталады. Содан кейін, осы тұрғызылған монтаждан пайдалы сейсмикалық толқындарды анықтап, оларға годографтар тұрғызады. Толқынның қоздыру пунктінен қабылдау пунктіне жету уақыты *(t)* мен олардың арақашықтығы *(x)* арасындағы байланысты бейнелейтін графикті ***годограф*** деп атайды. Сейсмобарлаудың әртүрлі модификациясында кездесетін күрделі бақылау жүйесі қарсы годографтар тұрғызуды ұсынады. Мұндай қарсы годограф үшін жасалған сейсмикалық монтаж мысал ретінде 3.28-суретте көрсетілген. Тұрғызылған годограф анықталған толқынның белгілі координаттармен келген уақытын көрсетеді. Толқын годографтарының графигі әрі қарай арнайы әдістерді қолдана отырып өңдеуге жіберіледі.



3.28- сурет. Қарсы годографтар сейсмикалық монтажының мысалы (Аметист аспабы);
а – тура, б – кері годографтар

Жалпы бұл әдістер өте күрделі және есептеуіш техниканың көмегімен іске асады.

Сейсмикалық мәліметтер интерпретациясы қарастырылып отырған ортадағы сейсмикалық толқын жылдамдығын анықтауды және шағылған немесе сынған шекараның рельефін тұрғызады. Біртекті емес ортада тарайтын сейсмикалық толқындардың, сол ортаны құрайтын геологиялық нысандарымен парапарлығы (тождество), бұл сейсмобарлаудың жеке мәселесі ретінде бөлек қаралады. Бұл мәселе петрофизика мәліметтері және ұңғыманы зерттеу материалдары бойынша шешіледі.

Шағылған толқындар годографы бойынша шағылушы шекарадан жоғары жатқан таужыныстарының тиімді жылдамдығын анықтауға болады. Мұны табу үшін төмендегі шарттар орындалуы қажет: 1) жербетімен сейсмикалық шекара аралығы біртекті; 2) сейсмикалық шағылу шекарасы – жазық. Егер шекара көлденең бағытта орналасса, онда шағылған толқын годографының теңдеуі былай жазылады:

$$t=\frac{1}{V_{үб}}\sqrt{4h^2+x^2},$$

мұндағы h − шекараның орналасу тереңдігі; x − профиль бойынша қазіргі координата.

Тиімді жылдамдықты бағалаудың ең тиімді және кең таралған әдісі – қарсы годографтар әдісі болып табылады (3.29-сурет).

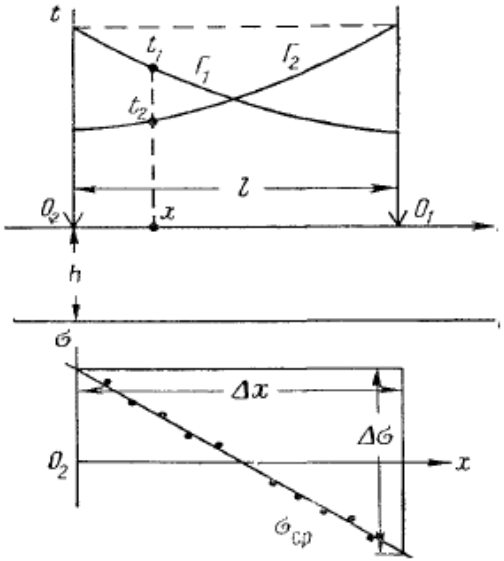
O_1 және O_2 жарылыс пункті L арақашықтықта орналасқан, $Г_1$ және $Г_2$ шағылған толқындарының екі қарсы годографы бар. Бұл гордографтар квадраттарының әртүрлігі былай болады:

$$\sigma= t_1^2 - t_2^2 = \frac{1}{V_2}(2xl- l^2).$$

Оны х бойынша диференциялдап көрінерлік жылдамдық теңдеуін аламыз:

$$V=V_{эф} \approx \sqrt{2l\frac{\Delta x}{\Delta\sigma}}.$$

Мұндағы Δx және $\Delta\sigma$ өлшемдері 3.26-суретте келтірілген.



3.29-сурет. Қарсы годограф арқылы тиімді жылдамдықты анықтау

Олай болса, σ функциясы $V_{эф}$ өлшемін анықтауға мүмкіндік береді. Практикада оны анықтау үшін O_1, O_2 қимасын түзусызықты годограф саналатын бірқатар интервалдарға бөледі. Сонымен қатар, келтірілген формула аз еңістенген (7−10°дейін) шағылған шекара үшін. Сынған толқындар қарсы годографының жүйесі шекаралық жылдамдықты $V_Г$ анықтауға мүмкіндік береді. Сынған толқындардың қарсы годографтары $Г_1$ және $Г_2$ өзара нүктеде теңестірілген (3.30- сурет).

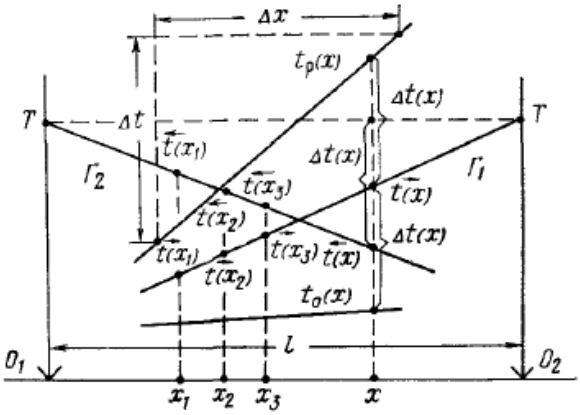
Айырымдық годографты табайық:

$$t_р(x) = \vec{t}(x) + \left[T - \overleftarrow{t}(x)\right] = \vec{t}(x) + \Delta t(x),$$

мұндағы $\vec{t}(x)$ және $\overleftarrow{t}(x)$ – тура және қарсы годографтардың жүріп өту уақыты; Т – өзара годографтар үшін жарылыс пунктіндегі уақыт. Арақашықтыққа байланысты $t(x)$+At(x) өлшемі айырымдық годограф теңдеуін береді. Егер сыну шекарасының еңкею бұрышы 10-15°-тан көп болмаса, онда алынған теңдеуді диференциялдап, жылдамдық шекарасын анықтауға болады:

$$V_{\Gamma} \approx 2\frac{Ax}{A}.$$

Шағылушы шекараны табу үшін қосымша айырымдық функция t_0 есептелінеді.



3.30-сурет. Қарсы годограф жүйесі бойынша шекаралы жылдамдықты және сынған шекараны анықтау

Сонымен, O_1, O_2 пунктінде өзара T уақыт нүктесінде теңестірілген екі қарсы годограф қолданылады. Осы годограф бойынша x координатына байланысты t_0 функциясын тұрғызады:

$$t_0(x) = \vec{t}(x) + \left[T - \overleftarrow{t}(x)\right] = \vec{t}(x) + \Delta t(x).$$

Ары қарай t0(xi) айырымдық функциясының бірнеше нүктелерінде сынған шекараға дейінгі тереңдікті мына формуламен табады және h орташа мәнін табады:

$$h(x_i) = \frac{V_{op}\, t_0(x_i)}{2\sqrt{1-(V_{op}/V_{\Gamma})^2}}.$$

h есептеу үшін V_{Γ} және V_{op} өлшемдерін білу қажет. Оның біріншісі t_0 айырымдық функциясынан анықталады. Егер сейсмикалық шекара тегіс болса, онда Vop = Vэф деп есептеуге болады.

Жалпы сейсмобарлаудағы жоғары геологиялық тиімділік көптеген геофизикалық әдістердің ішіндегі ең маңызды рөл атқарады.

3.8. Радиометрия

Радиометрия (немесе радиометриялық барлау) – табиғи ортаның радиоактивтілігін зерттейтін далалық геофизиканың кеңінен тараған бір әдісі. Радиометриялық барлаудың әртүрлі түрлендірулері бар. Жер қабығы, су және ауаның радиоактивтілігін оның құрамында уран, торий, радий, радон және калийдің болуымен анықталады. Радиоактивті барлау әдістері радиоактивті элементтердің кенорындарын және бағытталған радиацияның сәулесін пайдалану арқылы таужыныстарының химиялық құрамын анықтауға қызмет етеді [9]. Радиометрия әдістері, сондай-ақ аумақты геологиялық карталауда пайдаланылады. Далалық радиометриялық байқауларды орындау шығыны төмен, ал геологиялық өтімділігінің нәтижесі біршама жоғары.

3.8.1. Атом ядроларының құрылысы және радиоактивтіліктің ыдырауы

Химиялық элементтердің атомы оң зарядталған ядродан және теріс зарядталған электрондық қабықтан тұрады. Ядроны құрайтын протондар *p* мен нейтрондарды *n нуклондар* деп атайды. Протонның электрлік заряды +1, ал оның массасы 1,00758 а.б. м-ге тең. Нейтронның массасы 1,00895 а.б. м және электр заряды болмайды. Кейбір химиялық элементтердің х массасы *m* және заряды *z* болатын атом ${}^{m}_{z}X$ түрінде жазылады. Атом ядросындағы протон сандары *z* әрпімен жазылады және Менделеев кестесіндегі элементтердің реттік нөміріне сәйкес келеді, нейтрондардың саны тең (A – Z), мұнда A ядроның массалық саны, ол нуклондар сандарына тең.

Протондар мен нейтрондар атом ядросында ядролық күштердің арқасында бекіген. Ядролық күш өте жақын қашықтықта – 10^{-13} см жерден әсер етеді. Атом ядросының жеке

нуклондарға (немесе кіші массалы ядроға) ыдырауы үшін ядролық күштерді өтуі қажет, яғни біршама энергияны шығару керек. Z-тің өсуі кезінде ядрода нуклондарды итеретін (тебетін) энергия өсетіні белгілі. Сондықтан, протондар саны өскен сайын кейбір элементтер (көбінесе ауыр атом ядролары) тұрақсыз болады. Ауыр атомды ядролар ыдырап, өздігінен флюктуацияланады, немесе сыртқы әсерден энергия шығарады. Бұл процесті атомның бөлінуі немесе ***радиоактивті ыдырау*** деп атайды. Ыдырау нәтижесінде элементарлы бөлшектердің сәулеленуі болады және ядроның заряды өзгереді.

Табиғи радиоактивті өзгерулердің басты типтеріне электронның α – ыдырау, β – ыдырау, k – қармауды ішкі орбитада және ядролардың өзіндік (тосындық) бөлінуі жатады.

α – ыдырау процесі кезінде ядроның α-бөлшегі (гелий ядросы 2 He) жойылып, заряды 2-ге кеміген жаңа элемент пайда болады. Қандай да бір химиялық элементтің X α – ыдырау сұлбасы келесі өрнекпен көрсетіледі:

$$^{m}_{z}X \rightarrow {}^{m-4}_{z-2}X + {}^{4}_{2}He + E,$$

мұндағы E – α-бөлшектен шыққан энергия. Бета-ыдырау теріс зарядталған β-бөлшектің сәулеленуімен (электронның) шектеледі. Оның әсерінен ядро заряды бір бірлікке ұлғаяды. β – ыдырау процесін мынадай реакциядан көруге болады:

$$^{m}_{z}X \rightarrow {}^{m}_{z+1}X + \beta \quad + \nu,$$

мұндағы ν – нөлге тең бөлшектің тыныштық масса кезіндегі нейтрині.

k – қармаудың мәні ядро өзіне жақын орналасқан қабығындағы к электронды қармап алудан тұрады. k – қармау процесінде протон ядросы нейтронға айналады:

$$p + \beta^{-} \rightarrow n + \nu,$$

нәтижесінде Менделеев кестесінде жаңа элемент пайда болады. Ол салыстырмалы түрде бастапқы орыннан солға қарай бір клетка жылжиды. Табиғи радиоактивті элементтерден k –

қармау калий $^{40}_{19}K$ изотопында байқалады (оның аргонға $^{40}_{18}Ar$ ауысуы кезінде).

Элементтің өздігінен бөлінуі Кулон заңына сәйкес пайда болатын протон ядроларының тебу күші әсерінен болады. Мысалы, табиғатта уран ядросы $^{238}_{92}U$ біркелкі емес екі бөлікке (бірақ бөліктердің массалары жақын) бөлінеді. Нәтижесінде жаңа екі элемент пайда болады.

Келтірілген ыдырау типтері γ – квант түрінде энергия сәулеленумен қатар жүреді. Бұл, егер жаңадан пайда болған элемент тұрақсыз қозған күйінде және энергияның біршама төменгі деңгейіне өтуі кезінде болады. Радиоактивті ыдырау кезінде сәулеленген энергияның бөлшектері мен кванттары электрон-вольтпен (эВ) немесе мегаэлектрон-вольтпен (1МэВ-10^6эВ) өлшенетін энергиямен сипатталады. Электрон-вольт – бұл потенциалдар айырмасы 1В болатын электр өрісінде электронның жинаған энергиясы.

Атом ядроларының радиоактивті ыдырауы экспотенциялды заң бойынша болады:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t},$$

мұндағы N_0 – уақыттың бастапқы кезінде t = 0 заттағы атомдардың ыдырау саны; $N(t)$ – моментке (мезетке) t дейін қалған атомдар саны; λ – химиялық элементтің изотопына сәйкес өз шамасы бар ыдырау тұрақтысы. Сондай-ақ Т – уақытындағы жартылай ыдырау түсінігі де пайдаланылады. Осы уақыт ішінде атомдардың бастапқы санының N_0 жартысы ыдырайды:

$$T = \frac{ln2}{\lambda} \approx \frac{0.693}{\lambda}.$$

Әртүрлі элементтердің жартылай ыдырау уақыты өте кең шекті қамтиды (10^{-8} с-тан 10^{10} жылға дейін). Жартылай ыдырау кезеңіне пропорционал τ ≈ 1,44 · Т шамасы берілген химиялық элементтің атом ядросының орта жасын сипаттайды. Сонымен, радиометриялық барлау әдісінің мақсатына радиоактивті табиғи заттардың сандық зерттеулерінің сәулелену сипатын пайдалану жатады.

3.8.2. Табиғи радиоактивті элементтер және олардың сәулеленуі

Табиғи радиоактивті элементтер – жер қабығында болатын және өздігінен ыдырайтын қабілеті бар элементтер. Радиоактивті элементтерге калий, рубидий, торий, уран, радий, радон, самарий, лютеций және полоний жатады. Радиометрияда тек жер қабығында жоғары концентрациялы калий, торий және уран элементтерін зерттейді. Калий изотопының радиоактивті ыдырауы нәтижесінде тұрақты аргон және кальций элементтері түзіледі. Уран және торий элементтерінің ыдырауынан тұрақты қорғасын изотопы пайда болады және олар көптеген өзгерістерге ұшырап, нәтижесінде бірнеше элементтер (немесе туыстары) пайда болады. Табиғи радиоактивті элементтер U, Th және К қатарының бастапқы элементтері өте үлкен жартылай ыдырау периодымен сипатталады.

$^{238}_{92}U$-ның тұрақты қорғасынға $^{206}_{82}Pb$ айналу процесі кезінде аралық 14 элемент пайда болады. Олардың сегізі, оның ішінде $^{238}_{92}U$-ның өзі α-сәулелену көзі саналады, ал басқа алты элементтің ыдырауы β-сәулеленумен ілесе жүреді. Уранның ыдырау қатарында газ тәрізді радон $^{222}_{86}Rn$ элементі бар. Оны радий эманациясы деп атайды. Уран тобында гамма-сәулелену негізінен келесі процестерге байланысты пайда болады:

$$^{226}_{88}Ra \rightarrow {}^{222}_{82}Rn, {}^{214}_{82}Pb \rightarrow {}^{214}_{83}Bi, {}^{214}_{83}Bi \rightarrow {}^{214}_{84}Po .$$

Бұл реакциядағы γ-квант энергиясының барынша қарқынды сәулеленуі 0,24-тен максимумы 2,43 МэВ аралығында, орташа мөлшері 1,76 МэВ болады.

Жалпы сұлба бойынша $^{232}_{90}Th \rightarrow \cdots \rightarrow {}^{205}_{81}Tl$ болатын торий қатарындағы ыдырауда 7 α-ыдырау және 5β-ыдырауы болады. γ-кванттың энергия шамасы 0,09-дан 2,62 МэВ-ке дейін өзгереді. Энергияның максимумы 2,43 МэВ-ке келеді. Сонымен, торийдің гамма-сәулелену спектрінде γ-кванттың энергиясы (2,43 МэВ) уранның сәулелену γ-квантынан (1,76 МэВ) жоғары болады. Торийдің γ-сәулеленуі уранның сәулеленуімен

салыстырғанда біршама қатаң деп қабылданған. γ-сәулеленудің спектріндегі бұл айырмашылық уран және торий қатарларындағы γ-сәулелену көзінің байқаудағы аномалиясын тану және оны бөлуде принципті (нақты) деп саналады.

Радиоактивтік $^{40}_{19}K$ изотопының ыдырауы γ-сәулеленуі ілесе жүру кезінде және 1,55 МэВ энергиясын бөлінеді. Бірақ бұл энергия уран қатарындағы у-сәулеленудің ыдырауынан туындаған энергия. Бұл факт γ-сәулеленуінің өлшенген жиынтық спектріндегі калийдің радиоактивтілік аномалиясын бөліп көрсетуге мүмкіндік береді.

Радиоактивті сәулеленудің әртүрлі дәрежедегі түрлері материалдық ортада жұтынып өзгеріске ұшырайды. α-бөлшектің үлкен иондалу қабілеттілігіне байланысты оның өтімділігі шамалы ғана болады. Қағаз беті немесе жұқа алюминий фольга α-бөлшектің ағынын толығымен жұтып алуға қабілетті. β-сәулеленуге біршама жоғары өтімділік тән, бірақ қалыңдығы 8 мм алюминий қабаты таужыныстарының немесе ұсақталған сынамалары әсерінен р-сәулеленуінің табиғи ағынын толығымен сіңіріп (жұтып) алады.

Материалдық ортада γ-сәулелену біршама көп сіңіреді. Уран қатарындағы элементтердің ыдырауы нәтижесінде пайда болған γ-сәуле қалыңдығы 0,5 м таужынысы қабатында осы сәуленің 99 %-ын жұтады, тек 1 % ғана сәулелену өлшеуіш аспаптарымен тіркеледі. Бірнеше ондаған метр таужыныстарына энергиясы үлкен (шамамен 10 МэВ) ғарыштық сәуле ене алады.

γ-сәулеленудің жұтынуы заттармен үш түрлі әрекетке түседі: фотоэлектрлік жұтылу, Комптондық шашырау және электронды-позитронның пайда болуы. Фотоэлектрлік жұту негізінен γ-кванттық әлсіз энергиясымен (0,4 – 0,5 МэВ) сипатталады. Сонымен қатар, γ-кванттың әрекеттесуінде атом қабығының ішінде орналасқан электрондардың бірімен жұтылады. Фотоэлектрлік жұту Менделеев кестесіндегі үлкен реттік нөмірдегі заттарда біршама көбірек болады.

Комптон эффектісі бойынша жұту және шашырау энергиясы 0,5 – 1,0 МэВ болатын γ-сәулелену көбірек болады. Комптон эффектісінің мәні – γ-квант атом қабығындағы электронмен тек ішінара жұтылады. Бұл құбылыстың

нәтижесінде алғашқы γ-кванттың энергиясы азаяды және оның қозғалыс бағыты өзгереді. Комптон эффектісінің қарқындылығы, негізінен таужыныстарымен жұту тығыздығымен анықталады және элементтердің реттік нөміріне онша тәуелді емес.

Үлкен энергиялы (1,0 МэВ-тен көп) γ-кванттың заттармен әрекеттесуі кезінде электрон-позитрон пайда болады. Оның мәнісі – ядро маңында γ-кванттың үлкен энергиясы электрон және позитронға (оң зарядталған электрон) айналады.

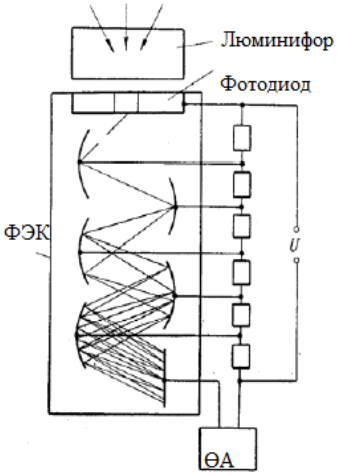
γ-сәулелену әсерінің газ молекуласының иондану дәрежесі α және β-сәулелену әсерлеріне қарағанда әлдеқайда аз. γ-кванттар тікелей ионизация шығармайды, бірақ фотоэлектрлік эффект әрекеті салдарынан өз қабығынан шығып кеткен электрондар айналадағы газды иондайды.

γ-кванттың заттармен әрекеттесу жұтылу энергиясының мөлшерін сипаттау үшін жұтылған доза (мөлшер) түсінігі енгізіледі. Доза – бірлік ортаның жұтқан энергия саны. Доза орта көлемі бірлігіне немесе оның масса бірлігіне қатысты өлшенеді. Бірінші жағдайда рентген деп аталатын бірлікті аламыз. Рентген – құрғақ ауаның 1 $см^3$-де пайда болатын γ-сәулеленудің дозасы. Бір электрстатистикалық бірлікте әр белгінің жиынтық электр зарядының осындай иондар санының болуын айтады. Рентгеннен (Р) басқа миллирентген (мР) және микрорентген (мкР) пайдаланылады.

3.8.3. Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы

Радиоактивті сәулеленуді тіркеуде сцинтилляциялы (люминесцентті) есептеуіш кеңінен қолданылады. Олар бірнеше ондаған КэВ және одан да жоғары энергиясы бар бөлшектерді тіркейді. Мұндай есептеуіштердің тиімділігі 60 – 70 %-ға жетеді. Сцинтилляциялы есептеуіштердің айрықша ерекшелігіне түсетін сәулелену энергиясының есептеуіштен шығатын импульс амплитудасына тәуелді. Бұл оларды сәуле шығаратын радиоактивті сәулелену энергиясына қарай білуге мүмкіндік береді.

Сцинтилляциялы есептеуіш (3.31-сурет) люминофордан (Л) және фотоэлектронды көбейткіштен (ФЭК) тұрады. γ-сәулелену тіркеуге арналған люминофорлар галогенидті сілтілі металдар: йодты натрий NaI(TI) және таллиймен белсендірілген йодты цезийден CsI(TI) дайындалады. Гамма-сәуле люминофор заттарына әсер ете отырып жарық жарқылын шығаратын люминофорда екінші реттік электронның пайда болуына жағдай тудырады. Жарық фотоэлектронды көбейткішпен қабылданады және бұл сигнал көбейткіштің көмегімен бірнеше миллион есе күшейеді. ФЭК-тен шығатын кернеу импульсі өлшеуіш құрылғыға (ӨҚ) келеді. Кернеулік импульстің амплитудасы сәулелену люминофорына түсетін энергияға пропорционал болады.

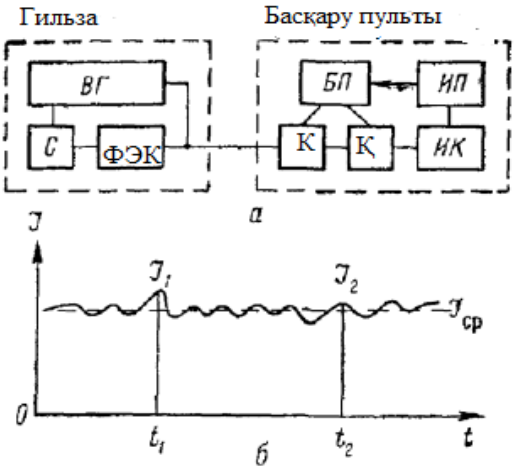


3.31-сурет. Сцинцилляциялық есептеуіш схемасы

Далалық радиометриялық аппаратура жаяу, автомобиль және әуеден түсіру процесі кезінде таужыныстарындағы радиоактивтілікті өлшеуге және топырақ, ауа, суда кен өндіретін жерлерді тауып, анықтауға арналған. Радиометриялық түсірімді жаяу өткізуде кеңінен пайдаланылатын аспапқа сцинтилляциялы радиометр СРП-68 жатады. Аспаптың герметикалық гильзасы бар.

Бұл γ-сәулелену өлшеу үшін датчикті суқоймаға 30 – 40 см батырып қойып өлшеуге мүмкіндік береді.

Аспаптың электр сұлбасы (3.32-сурет) люминофордан (С), фотоэлектронды көбейткіштен (ФЭК), күшейткіштен (К) қалыптастырушы (Қ) және индикаторлы аспабы бар интеграциялау контурынан (ИК) тұрады. Шектік дискриминатор басқа сыртқы сәулелену байланысы жоқ аппаратурадан (ФЭК) шығатын шуды басуға қызмет етеді (3.32, а-сурет), көрсетілген импульстарды статистикалық флюктуация дейді.



3.32-сурет. *а – радиометрдің схемасы;*
б – уақыт аралығында өлшенген сигнал графигі

3.8.4. Далалық байқау әдістемесі

Жербетінде гамма-түсірім далалық радиометрдің немесе автомобильді γ-радиометр көмегімен іске асырылады. Аномальды деп байқаудағы γ-өрістің қарқындылығын өлшеуде үш еселік орташа квадраттық қатенің қалыпты аядан (фоннан) ауытқуын айтады. Қалыпты (нормальды) аяның шамасы әдетте дамыған шөгінді қабат ауданында бірнеше мкР/сағ бірлігінен жербетіне шығып жатқан жанартаулық және кристалды жыныстар жатқан ауданда ондаған мкР/сағ-қа дейін ауытқиды.

Гамма-түсірімдік іздестіру профильдері рекогностық маршруттарда геологиялық іздестірілулермен бірге орындалады. Олардың мақсаты – радиоактивті сәулеленудің қалыпты аясын және жоғары радиоактивті зонаны анықтау. Профильдер бойынша іздестіру гамма-түсірім масштабы 1:10 000-нан 1:25 000 геологиялық түсірімдердің маршруттары бойымен жүргізіледі. Іздестіру кезінде далалық радиометрдің гильзасын маршрутқа перпендикуляр бағытта жерүстінен 15 – 20 см биіктікте орналастырылады. Импульстің жиілігін телефон арқылы

тыңдайды. Әр 20 – 50 м сайын гильзаны жерге қойып, аспаптағы есептік санауды жазып алады. Тыңдалатын импульстегі аномальдың жиілеуі кезінде кезектен тыс байқау өткізіледі. Байқаудың маршруттары мен нүктелерін картаға түсіреді, ал γ-сәулелену аномалиясы орнына реперді бекітеді. Содан кейін репер маңын тазартады және жоғары радиоактивтілікті көрсеткен таужыныстарының үлгісін алады.

Аномальды телімдерде жеке рудалық денелерді контурлауды 1:5000-нан 1:1000-ға дейінгі масштабта алаңдық егжей-тегжейлі гамма-түсірілім жүргізіледі. Желінің әр нүктесінде 0,5 – 1 мм аралығында жербетіне жатқызылған гильза бойынша радиометрдің көрсеткіші жазылып алынады.

Барлау орнын белгілеудің негізіне мкР/сағ-пен көрсетілген алаңдық гамма-түсірім нәтижесі жатады. Өлшеулер нәтижесін изосызық түрінде жоспарға түсіреді, сондай-ақ жеке профильдер бойынша график түрінде көрсетеді.

Кен өндірісі орнынан кейін радиометрдің көмегімен оларға радиометриялық сынақ жүргізіледі. Онда бірінші өлшеу экрансыз, ал екінші өлшеу – қорғасынды экран арқылы жүргізіледі. Бұл қарапайым есептеулер арқылы табиғи аяның әсерінен босануға және уранның пайыздық құрамын анықтауға мүмкіндік береді.

3.8.5. Алғашқы өңдеу және радометрия деректерінің интерпретациясы

Радиоактивті руданы (урандық) іздестіруде радиометрияны қолданудың маңызы зор. Одан басқа, радиоактивті сәулелену сипатына қарап таужыныстарының типін тануға және геологиялық карталауда радиометрді қолданады.

Жер қыртысындағы басты радиоактивті элементтердің шоғырлануы шамалы ғана. Радийдің мөлшері $1 \cdot 10^{-10}$ %, торийдікі – $(2,7) \cdot 10^{-4}$ %, урандікі – $(1\text{-}5)10^{-4}$ %. Изотоптарымен бірге калийдің шоғырлануы 2,5 %-дан аспайды. Ең көп тараған радиоактивті уран және торий элементтері магмада шашыранды түрде кездеседі. Магманың дифференциясы кезінде оның қышқыл айырмалары уранмен және ториймен байытылады.

Уран минералдарының біршама бөлігі пегматиттерде шоғырланған, үлкен бөлігі сулы ерітінділерде көшіп жүреді және ураннның шайырлы рудалы, гидротермальды кенорындарын түзеді. Судағы уран қосылыстарының жеңіл еруіне байланысты уран, рудалы денелеріне жоғарғы шөгінділерде шашыранды тұзды ореолдар түрінде ілесе жүреді. Торий қосылыстары практика жүзінде ерімейді, сондықтан торий минералдары негізінен пегматиттерде шоғырланған, тек шамалы дәрежеде ғана гидротермальды кенорындарын түзуге қатысады. Уран минералдарына қарағанда, торий минералдары монцонит және торийдің басқа тотықтарында шашыранды түрінде жинақталады. Таужыныстарында радиоактивті ыдырау кезінде аралық өнім ретіндегі радий мен радон өзінің пайда болған жерінде ішінара (жарым-жартылай) минералдарда болады, ішінара сумен сілтісізденеді. Жалпы алғанда, негізді және ультра-негізді жыныстардың радиоактивтілігі төмен.

Гранитте, гранодиорит және кварцты диориттерде радиоактивті минералдар әлдеқайда көп. Радиоактивті элементтерге көлемі шағын, біршама бай таужыныстарының жас жанартаулық қышқыл интрузиялы жыныстары жатады. Радиоактивті элементтердің ең жоғарғы шоғырлануы зоналардың, дайкалардың түйіскен жерінде, әсіресе жарықтарда, сынықтарда таужыныстарының өзгеріске ұшыраған жерлеріне шоғырланған.

Шөгінді жыныстардың құрамындағы радиоактивтілік жанартаулық жыныстардағыдай болады. Сонымен бірге, басқа жыныстарға қарағанда сорбиялық қасиеті жоғары тақтастар мен саздарда радиоактивтілік жоғары. Керісінше, гидрохимиялық тұнба, көмір, сорталған кварц құмдарда радиоактивті элементтер аз. Теңіз шөгінділерінде, әсіресе терең суларда, континенттік шөгінді таужыныстарына қарағанда радиоактивті элементтер көп. Сондай-ақ уран мен торийдің геохимиялық ерекшелігіне байланысты, біріншісі негізінен сазды фракцияларда басым болса, екіншісі құмды фракцияларда басым.

Радиометриялық түсірімде өте маңызды факторға радиоактивті минерал кенорындарында жеңіл миграцияланатын эманация, әсіресе $^{222}_{86}Rn$ жатады. Уран кенорындары үстінде

пайда болған газды радон ореолы радонның эманациясын тікелей зерттеуге мүмкіндік береді.

Далалық радиометрия әдістері практикада кеңінен қолданылады. Оған негізгі себеп, салыстырмалы түрде өндіріс жұмысы құнының төмендігі және аумақты геологиялық зерттеу және карталауда жоғары тиімділігімен ерекшеленеді.

Бақылау сұрақтары:

1. Геологиялық мәселелерді шешетін геофизикалық пәннің аты?
2. Пайда болу табиғатына байланысты геофизикалық өрістерді атаңыз?
3. Физикалық өріс дегеніміз не?
4. Геофизикалық өріс анықтамасын айтыңыз?
5. Аномальдық өріс анықтамасы?
6. Серпінді тербеліс тудырытын көздер аты?
7. Геофизиканың тура және кері есептері?
8. Қалыпты өріс дегеніміз не?
9. Геофизикалық өрістерді тіркеу негізі?
10. Гравибарлаудың мәні және мақсаты?
11. Буге аномалиясы дегеніміз не?
12. ГАК-7Т гравиметрінің құрылысын айтыңыз?
13. Гравибарлау өлшемдерін өңдеу және интерпретациялау принциптері?
14. Геологиядағы магнитбарлаудың негізгі мақсаты?
15. Магнитбарлау өлшемдерін өңдеу және интерпретациялау негіздері?
16. Протондық және кванттық магнитометрлердің жұмыс істеу принципі?
17. Геологиялық мақсатта электробарлауды қолдану негізі?
18. Серпінді толқындар?
19. Деформация дегеніміз не?
20. Гук және Юнг өрнегін жазыңыз, түсініктеме беріңіз?
21. Сейсмобарлауда қолданатын толқындар түрлері?
22. Толқынның алғы және артқы шебі дегеніміз не?
23. Годограф дегеніміз не? Анықтамасын айтыңыз.

24. Тиімді толқынды қалай және нені анықтау үшін қолданамыз?

25. Радиометриялық барлаудың геологияда қолдану негізі?

26. α, β, γ ыдырау дегеніміз не? Сипаттама беріңіз.

27. Сцинтилляциялық есептеуіштің жұмыс істеу принципі?

28. Сцинтилляциялық радиометр СРП - 68 жұмыс істеу принципін айтыңыз?

ҚОРЫТЫНДЫ

Студенттердің оқу практикалық жұмысы кезінде геологиялық мәселелерді шешуде геофизикалық әдістерді пайдаланудың маңызы зор. Практиканы өту кезінде студенттер геофизикалық аппараттармен далалық байқау әдістерінің негізін меңгеру қажет. Сонымен бірге далалық материалдарды пайдаланып, алғашқы камералық өңдеуді үйрену, геофизикалық түсірім кезінде материалдарды геологиялық интерпретациялау әдістерін практика жүзінде пайдаланудың бастапқы білімдерін алуға үйретеді.

Практиканың қорытындысына орындаушы-студенттің есебі, бұқара алдында істеген жұмысын (есебін) қорғау және геофизикалық практиканы бағалау жатады.

ГЛОССАРИЙ

АБСОЛЮТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ – АБСОЛЮТТІК ӨЛШЕУ. Гравибарлау кезінде өлшенетін ауырлық күшінің толық мәнін әрбір пунктте өлшеу.

АДСОРБЦИЯ – АДСОРБЦИЯ. Қатты заттардың сыртқы қабатының ерітіндіні (газды, суды) жұту қабілеті.

АКУСТИЧЕСКАЯ ЖЕСТКОСТЬ – АКУСТИКАЛЫҚ КАТТЫЛЫҚ. Толқын таратып өтетін ортаның акустикалық қасиетін сипаттайтын параметр.

АЛГОРИТМ — АЛГОРИТМ. Алға қойылған тапсырманы (математикалық есепті) орындау барысында шешуге тиіс амалдарды алдын-ала белгілеу жүйесі.

АЛЬФА-РАСПАД (α – распад) – АЛЬФА-ЫДЫРАУ (α – ыдырау). Өздігінен болатын радиактивті ыдырау кезінде атом ядросының альфа-бөлшектер шығаруы.

АМПЛИТУДА – АМПЛИТУДА. Толқынның ең жоғары немесе төменгі тербеліс шегі, яғни толқын жотасының биіктігі немесе оның ойысының тереңдігі.

АНАЛИЗ – ТАЛДАУ. Геофизикалық мағлұматтарды әртүрлі тәсілдермен талдау жасау үшін қолданылатын термин.

АНОМАЛИЯ – АУЫТҚУ. Белгілі бір құбылыстың қалыпты жағдайдан мәнінің ауытқуы деген ұғымды білдіретін термин.

АСТЕНОСФЕРА – АСТЕНОСФЕРА (грек.azihens – «осал», shaira – «шар»). Жоғары мантияда орналасқан жұмсақ қабат, литосфераның төсеніші. Мұнда таужыныстарының тұтқырлығы мен сейсмикалық толқындардың таралу жылдамдығы төмен дәрежеде болады.

БЕЗГРАНИЧНАЯ СРЕДА — ШЕКСІЗ ОРТА. Өріс теориясында пайдаланылатын математикалық түсінік.

БЕТА-РАСПАД (β – распад) – БЕТА-ЫДЫРАУ (β – ыдырау). Радиактивті ыдырау кезінде атом ядросынан әртүрлі жылдамдықтармен бөлініп шығатын теріс зарядты электрондар мен оң зарядты позитрондар.

ВАРИАЦИЯ – ВАРИАЦИЯ (ӨЗГЕРУ, ҚҰБЫЛУ). Геофизикалық өрістер параметрлерінің уақытқа, т.б. шарттарға байланысты өзгеруі.

ВАРИОМЕТР – ВАРИОМЕТР. Гравитациялық өрістің өзгеруін өлшейтін аспап.

ВЕКОВОЙ ХОД – ҒАСЫРЛЫҚ ЖЫЛЖУ. Жердің магнит өрісі элементтерінің уақытқа байланысты баяу өзгерісі.

ВЗАИМНЫЕ ТОЧКИ – ӨЗАРА СЫБАЙЛАС НҮКТЕЛЕР. Жарылыс жасайтын пункт пен қабылдау пунктінің орындарын алмастыру барысында толқынның таралу уақыты бірдей нүктелер.

ВОЗРАСТ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ – ГЕОЛОГИЯЛЫҚ КӨНЕЛІК. Нақтылы геологиялық құбылыс болып өткеннен бергі уақыт мөлшері.

ВОЛНОВОД – ТОЛҚЫН АРНАСЫ. Серпімді толқындардың таралу жылдамдығы бәсеңдейтін қабат.

ВОЛНА ЛЯВА – ЛЯВА ТОЛҚЫНЫ. Сейсмикалық беткейлік толқындардың бір түрі. Оның таралу барысында зат бөлшектері тек қана толқынның бағытына перпендикуляр көлденең жазықтықта тербеледі.

ВОЛНА РЕЛЕЯ – РЕЛЕЙ ТОЛҚЫНЫ. Сейсмикалық беткейлік толқындардың бір түрі. Оның таралу барысында зат бөлшектері тек қана толқынның таралу бағытына сәйкес тік жазықтықта тербеледі.

ВОЛНЫ-ПОМЕХИ – БӨГЕУІЛ ТОЛҚЫНДАР. Сейсмикалық барлау барысында пайдалы толқындармен қатар тіркелетін пайдасыз (зиянды) толқындар.

ВСТУПЛЕНИЯ ВОЛН – ТОЛҚЫННЫҢ ЖЕТУ УАҚЫТЫ. Қоздырылған нүктеден таралған толқынның қабылдау (тіркеу) пунктінде алғашқы тіркелеген уақыты.

ВЯЗКОСТЬ – ТҰТҚЫРЛЫҚ. Зат бөлшектерінің сыртқы күш әсерінен қозғалыстарға ұшырауға көрсететін қарсылығы.

ГАЛ – ГАЛ. Дененің еркін түсу үдеуінің өлшем бірлігі (1 гал =1 см/с^2).

ГАММА-ЛУЧИ (γ-лучи) - ГАММА-СӘУЛЕЛЕР (γ-сәулелер). Табиғи және жасанды радиактивті элементтер ядросынан ұшқындайтын қысқа толқынды электрмагнитті толқындар.

ГЕОИД – ГЕОИД. Жер бетінде салмақ күші потенциалының бірдей мәндерін бір-бірімен ойша қосқанда пайда болатын шартты жазықтық.

ПРИКЛАДНАЯ ГЕОЛОГИЯ – ҚОЛДАНБАЛЫ ГЕОЛОГИЯ. Геологияның өндірістік салаларын топтастыратын бірлестік атауы.

ГЕОМАГНЕТИЗМ – ГЕОМАГНЕТИЗМ. Жердің магнит өрісі туралы ғылым саласы.

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ – ГЕОМАГНИТТІК ӨРІС. Жердің магниттік өрісінің әсері байқалатын кеңістік.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛОИ – ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ҚАТПАРЛАР. Шөгінді және метаморфтық таужыныстары қабаттарының өз тұтастығын бұзбай деформацияға ұшырауы нәтижесінде қалыптасатын иілімдер жүйесі. Қатпарлар табиғатта өздерінің нысаны, мөлшері және пайда болу механизміне байланысты әртүрлі болып келеді: антиклинальды (оң қатпарлар дөңестігі жоғары қарай) және синклинальды (теріс қатпарлар – дөңестігі төмен қарай) иілімдер олардың басты түрлері.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ – ГЕОСИНКЛИНАЛЬ. Жер қыртысының тектоникалық белсенділігі жоғары, шөгінді таужыныстарының қалың қабатымен сипатталатын магматизм процесінің қарқынды болуымен ерекшеленетін ауқымды аймақ.

ГЕОТЕРМИЯ (ГЕОТЕРМИКА) – ГЕОТЕРМИЯ (ГЕОТЕРМИКА). Жердің жылу өрісін зерттейтін геофизика ғылымының бір саласы.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ПОЛЕ – ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ӨРІС. Жердің әртүрлі физикалық өрістері, мәселен жердің магнит өрісі, электр өрісі, т.с.с.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ – ТЕРЕҢ ЖАРЫЛЫМДАР. Жер қыртысы ірі блоктарының бір-бірімен жапсарынан көрініс бере отырып, олардың дербестігін қамтамасыз ететін белдем.

ГОДОГРАФ – ГОДОГРАФ. Сейсмограммада жазылған толқындардың қоздыру көзінен қабылдау пунктіне дейінгі таралу уақытының арақашықтығымен байланысын көрсететін график.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ –- ТАУЖЫНЫСТАРЫ. Жер қыртысын құрайтын табиғи материя. Әдетте, таужыныстары қатарына қатты тастар жатады. Таужыныстары шөгінді (құм, саз, ізбес тас, т.б.), магмалық және метаморфтық (гнейс, мәрмәр, тақта тас) болып үш топқа бөлінеді.

ГРАВИМЕТР – ГРАВИМЕТР. Ауырлық күші үдеуін өлшейтін арнаулы геофизикалық аспап.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ – ЖЕРДІҢ ГРАВИТАЦИЯЛЫҚ ӨРІСІ. Әлемдік тартылыс заңына сәйкес (Ньютон заңына) массалардың өзара тартылыс күші байқалатын кеңістік.

ГРАДИЕНТНАЯ СРЕДА – ГРАДИЕНТТІ ОРТА. Толқын жылдамдығы жербетінен тереңдеген сайын үнемі өзгеріп отыратын (көбейіп немесе азайып) орта.

ГРАДИЕНТОМЕТР – ГРАДИЕНТОМЕТР. Ауырлық күшінің градиентін өлшейтін арнаулы аспап.

ГРАНИЧНАЯ СКОРОСТЬ – ШЕКАРАЛЫҚ ЖЫЛДАМДЫҚ. Жер қойнауында толқынның екі қабаттың шекарасын бойлай таралу жылдамдығы.

ДЕНСИТОМЕТР – ДЕНСИТОМЕТР. Таужынысының минералдық тығыздығын өлшейтін аспап.

ДЕФОРМАЦИЯ – ДЕФОРМАЦИЯ (лат. (deformatio – «ақаулану», «бұрмалау», «өзгеру»). Сыртқы күш әсерінен дененің геометриялық пішінінің өзгеруі (серпінді деформация).

ДИАГРАММА – ДИАГРАММА. Геофизикалық процестер мен құбылыстардың өзара байланыстарын сипаттайтын сандық көрсеткіштерді сызбалық түрде кескіндеу нәтижесінде алынған нұсқалар.

ДИАПАЗОН – ДИАПАЗОН. Өлшенетін геофизикалық шаманың аумағы.

ДИЛАТАНСИЯ – ДИЛАТАНСИЯ. Жер қыртысындағы серпінді және серпінсіз өзгерістерге байланысты таужыныстары көлемінің өсуі.

ДИПОЛЬ – ДИПОЛЬ (ҚОСӨРІС). Бір-бірімен тым жақын (сыбайлас) орналасқан тең мөлшерлі, бірақ зарядтары әр аттас екі нүкте жүйесі.

ЗАЗЕМЛЕНИЕ – ЖЕРГЕ ҚОСУ (ҚАЗЫҚ ҚАҒУ). Токты жерге жіберу үшін (электрлік барлау әдісінде) оған арнайы дайындалған қазықтарды қағып қою.

ЗАЛЕЖЬ НЕФТИ (ГАЗА) – МҰНАЙ (ГАЗ) ШОҒЫРЫ. Коллектор рөлін атқаратын біршама кеуек жыныстардағы, өз бойынан мұнай (газ) түйіршіктерін өткізбейтін шымыр жыныстармен қалқаланған мұнай (газ) шоғыры.

ЗЕМНАЯ КОРА – ЖЕР ҚЫРТЫСЫ. Жердің ең жоғары қатты қабаты. Оның қалыңдығы құрлықтарда 30-40 км, таулы аймақтарда 50-70 км, ал мұхиттар астында 10–20 км болады. Жер қыртысы үш қабаттан тұрады: жоғары шөгінді қабат, ортаңғысы граниттік қабат, төменгісі базальттық қабат деп аталады.

Мұхиттар түбінде граниттік қабат мүлде болмайды.

ЗОНД –ЗОНД.Ұңғыманың ішіне енгізетін зерттеу аспабы.

ИЗО... – ИЗО... Белгілі бір шаманың мөлшерлерін белгілейтін нүктелерді бір-бірімен қосу нәтижесінде алынатын сызықтар жиынтығы. Мәселен, изономальдар – аномалиялары тең мәнді нүктелерді, изодинамдар – жердің магнит өрісінің мәндері бірдей нүктелерін, т.с.с. қосатын сызықтар.

ИНТЕРПОЛЯЦИЯ – ИНТЕРПОЛЯЦИЯ. Бірқатар өлшенген шамалар бойынша олардың аралық мәндерін табу.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ – ТАЛДАУ. Геофизикалық мағлұматтарды геологиялық тұрғыдан тұжырымдау.

ИНТЕРФЕРЕНЦИЯ – ИНТЕРФЕРЕНЦИЯ. Толқындардың таралу барысында қабаттасу нәтижесінде бір-бірін күшейтуі немесе әлсіретуі.

ИСТИННАЯ СКОРОСТЬ - НАҚТЫ ЖЫЛДАМДЫҚ. Толқындардың әрбір қабаттан таралып өткендегі нақты бақыланған жылдамдығы.

КАБЕЛЬ КАРОТАЖНЫЙ – КАРОТАЖ КАБЕЛІ. Ұңғымаға түсірілген геофизикалық аспаптарды жербетіндегі басқару жүйесімен қосу үшін қолданылады.

КАВЕРНА – КАВЕРНА. Ұңғыманы бұрғылау барысында диаметрінің үлкеюі. Әдетте, мұндай өзгеріс сазды жыныстарда ұңғыма оқпанын жуатын сұйықтың дұрыс болмауына байланысты.

КАВЕРНОМЕР – КАВЕРНОМЕР. Бұрғыланып жатқан ұңғыманың тереңдеген сайын диаметрінің өзгерісін қадағалау үшін ұңғыманың ішкі құрылысын суретке түсіретін аспап.

КАРОТАЖ – КАРОТАЖ. Ұңғыма ашқан таужыныстарының физикалық қасиеттерін және химиялық құрамын зерттейтін әдістер жүйесі.

КЕРН – ТАСБАҒАН. Бұрғылау кезінде ұңғымадан алынған таужынысының үлгісі.

КОЛЛЕКТОР – КОЛЛЕКТОР (ЖИНАУЫШ, ТҰТҚЫШ). Құрамында пайдалануға болатын мұнай мен газы бар, кеуектілігі және мұнай мен газ өтімділігі жоғары таужыныстары ортасы.

КОРРЕЛЯЦИЯ – КОРРЕЛЯЦИЯ (СӘЙКЕСТЕНДІРУ). Сейсмикалық барлауда сейсмикалық толқындар фазаларын көршілес орналасқан трассалардан табу.

КРИТИЧЕСКИЙ УГОЛ – ЕРЕКШЕ БҰРЫШ (ТОЛЫҚ ІШКІ ШАҒЫЛУ БҰРЫШЫ). Екі ортаның арасындағы беткейге түскен толқынның түсу бұрышы үлкейе келіп бір шамаға жеткенде, толқын екінші ортаға өтпей шекара бойымен таралады. Демек, бұл бұрыш толық ішкі шағылу бұрышы деп аталады.

ЛИТОСФЕРА – ЛИТОСФЕРА (грек. lithos – «тас», shiara – «шар»). Жер қыртысы мен литосфералық мантиядан тұратын, табаны астеносфера қабатымен шектелген Жер шарының қатты сыртқы қабаты. Литосфераның қалыңдығы құрлықта шамамен 200 км болса, мұхит астында – 50–80 км.

...ЛОГИЯ (грек. логос – «сөз», «ұғым», «ілім») – күрделі сөздердің соңына жалғана отырып, әртүрлі ғылым түрлерін даралау үшін қолданылатын жұрнақ. Мысалы, сейсмология – жер сілкінуі туралы ғылым, геология – жер туралы ғылым, т.с.с.

ЛУЧ – СӘУЛЕ. Сейсмобарлауда толқын энергиясының таралу бағытын көрсететін, оның алғы шебіне перпендикуляр сызық.

МАГНИТНЫЕ БУРИ – МАГНИТ ДАУЫЛДАРЫ. Жердің магнит өрісінің қалыпты жағдайдан мезгіл-мезгіл ауытқып отыру құбылысы.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ – МАГНИТТІК ӨРІС. Жер шарының қайбір нүктесінде болмасын – жер бетінде, терең шахтада, ұңғымада, ғарыштық ортада – магниттік күштер бар. Магниттік өріс деп, міне осы жердің магниттік күштері білінетін кеңістікті айтады.

МАГНИТОМЕТР – МАГНИТОМЕТР. Магнит өрісін өлшеуге арналған арнайы аспап.

МАНТИЯ ЗЕМЛИ – ЖЕР МАНТИЯСЫ. Жер қыртысы мен жер ядросы аралығындағы орналасқан қабат. Жер мантиясы

жоғары және төменгі болып екіге бөлінеді. Жоғары мантия 900 км-ге дейінгі терендікті қамтыса, төменгі мантия 2900 км тереңдікке дейін созылады.

МАГМА – МАГМА (грек. магма – «қамыр», «қою ақпа»). Жоғары мантия өңірінде балқымалар түрінде қалыптасқан, өте ыстық масса.

МАКРО (грек. макрос – үлкен) – МАКРО. Үлкен, ірі деген ұғымдарды білдіретін терминнің алдына жалғанатын қосымша.

МИКРОСЕЙСМЫ – МИКРОСЕЙСМАЛАР. Сейсмикалық шу есебінде үздіксіз таралатын әлсіз сейсмикалық толқындар. Олар теңіз, мұхиттағы толқындардың жел мен адам қызметі әсерінен пайда болуы.

НЕОДНОРОДНАЯ СРЕДА – БІРТЕКТІ ЕМЕС ОРТА. Құрамы және физикалық қасиеттері біркелкі емес геологиялық орта.

НОМОГРАММА – НОМОГРАММА. Бірнеше айнымалы шамалардың өзара тәуелділігін бейнелейтін кесте.

ОБМЕННЫЕ ВОЛНЫ – АУЫСПАЛЫ (АЛМАСҚЫШ) ТОЛҚЫНДАР. Бір шекаралық беттен шағылғаннан кейін өзгерген толқындар. Мәселен, беткейге түскен қума толқын болса, шағылғаннан кейін ол көлденең толқынға айналады.

ОДНОРОДНОСТЬ – БІРКЕЛКІЛІК. Қандай геологиялық орта болмасын, оның физикалық қасиеттері барлық жерінде бірдей болуы.

ОЧАГ – ОШАҚ. Жер сілкіну кезінде сейсмикалық энергия бөлініп шығатын тұйықталған көлем. Оның сыртқы шекарасын әртүрлі әдістермен (кейінгі дүмпулер эпицентрлері орналасуы, макросейсмикалық зерттеулер арқылы, т.б.) анықтауға болады.

ПАЛЕТКА – ПАЛЕТКА. Әртүрлі геофизикалық әдістердің тура және кері есептерін графиктік тәсілмен шешу үшін қолданылатын есептеулі қисық сызықтар жиынтығы.

ПЕРФОРАТОР – ПЕРФОРАТОР. Ұңғыманың ішіне түсіріліп, оның оқпанының қабырғасындағы қаптама бойын тесуге арналған аспап.

ПОТЕНЦИАЛ – ПОТЕНЦИАЛ. Физикалық өрістің сипатын анықтауға арналған скалярлық не векторлық көмекші шамалар. Потенциал туындылары физикалық өрістің кернеулігін көрсетеді.

ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЬ – ТҮРЛЕНДІРГІШ. Энергияның бір түрін екінші бір түріне айналдыратын аспап.

ПРОФИЛИРОВАНИЕ – ПРОФИЛЬДЕУ (ПРОФИЛЬ БОЙЫМЕН БАҚЫЛАУ). Жербетінде, жерастында немесе ұңғымада профиль бойымен жүргізілетін бақылаулар жүйесі.

ПРОФИЛЬ – ПРОФИЛЬ. Геофизикалық өлшеулер жүргізу үшін белгіленген бағыт. Оның бойымен белгілі арақашықтықта белгі пикеттер, яғни қазықтар қағылады.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ВОЛНЫ – КӨЛДЕНЕҢ ТОЛҚЫНДАР (S). Тек қана қатты денелер арқылы таралатын басты “екінші” (secunda) серпімді толқындар. Олардың пайда болу себебі – зат бөлшектерінің тербелісі толқынның таралу бағытына перпендикуляр болып, олардың нысанының өзгеруінен. S толқындар тобы сұйық ортада таралмайды.

ПРОДОЛЬНЫЕ ВОЛНЫ – ҚУМА ТОЛҚЫНДАР (P). Қатты денеде таралатын “бірінші” (prima) басты серпімді толқындар. Олардың пайда болу себебі – зат бөлшектерінің тербелісі толқынның таралу бағытына сәйкес келіп, бұл бағытта заттың көлемі ұлғайып немесе кішірейіп, өзгеріске ұшырайды. Қума толқындар көлденең толқындарға қарағанда орта есеппен 1,7 есе жылдам тарайды.

ПЕРИОД ВОЛНЫ – ТОЛҚЫН ПЕРИОДЫ. Көршілес толқын жоталарының арақашықтығы (секунд есебімен).

ПЛАСТ ВОДОНОСНЫЙ – СУЛЫ ҚАБАТ. Жер қойнауындағы сулы қабаттың құрама бөлігі.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ – БЕТТІК СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАР. Жербетін жанай таралатын сейсмикалық толқындар. Олардың таралу жылдамдығы қума және көлденең толқындарға қарағанда әлдеқайда аз. Әдетте, беттік толқындар екі түрде кездеседі: Лява (Q) жене Релей (R) толқындары.

ПОВЕРХНОСТЬ МОХОРОВИЧИЧА – МОХОРОВИЧИЧ БЕТІ. Жер қыртысы мен жоғары мантия аралығындағы сейсмикалық толқындар жылдамдығының кенеттен өсуіне әсер ететін шекара. Бұл шекара мұхиттар астында 5 км тереңдікте, ал таулы аймақтарда 50–70 км тереңдікте орналасқан.

ПРЕЛОМЛЕНИЕ ВОЛНЫ – ТОЛҚЫННЫҢ СЫНУЫ. Толқынның таралу жалдамдықтарында өзара айырмашылықтар бар екі ортаның (төменгі қабатта толқынның таралу жылдамдығы жоғары қабатқа қарағанда жоғары) шекарасынан толқынның екінші ортаға бастапқы бағыттан ауытқып кетуі.

ПРОЧНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД –- ТАУЖЫНЫСЫНЫҢ БЕРІКТІГІ. Таужынысының сығуға, жыртуға, июге, соққылап уатуға қарсылық көрсету қабілеті.

РАДИОМЕТР – РАДИОМЕТР. Иондалған сәулелердің қарқындылығын өлшейтін аспап.

РЕДУКЦИЯ – РЕДУКЦИЯ. Өлшенген геофизикалық өрістер параметрлерін талдау барысында түзетулер енгізу арқылы қолайлы, қарапайым түсінікті түрге келтіру.

РИФТ – РИФТ (ағылшын. – «шатқал», «жарық сай»). Ұзындығы жүздеген, тіпті мыңдаған километрге созылып, жарылымдармен шектелген ойпат (шұңқыр). Рифтік белдемдердің ені жүздеген километрге дейін өзгереді. Әдетте, ішкі континенттік және мұхитаралық рифтілер болып бөлінеді.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ВОЛНА – СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫН. Жер сілкінісі, жарылыс, т.б. сыртқы әсерлерден пайда болып, жер көлемінде таралатын серпімді толқын.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ТРАССА – СЕЙСМИКАЛЫҚ ТРАССА. Әрбір бақылау пунктінде орналасқан сейсмоқабылдағыштың жербеті тербелісін сейсмограммадағы жазу жолы.

СЕЙСМОГРАММА – СЕЙСМОГРАММА. Жербеті тербелісінің сейсмикалық станция арқылы жазылып алынған түрі.

СЖИМАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД – ТАУЖЫНЫСТАРЫНЫҢ СЫҒЫЛҒЫШТЫҒЫ. Жыныстың ылғалдығы, құрылымы, кеуектілігі және әсер етуші күшке байланысты сығылуы.

СИНТЕЗ – СИНТЕЗ (ҚҰРАСТЫРУ, ЖИНАҚТАУ). Зерттелетін нысанға байланысты алынған әртүрлі элементтерді қосып, біртұтас жүйелеу.

СКИН-ЭФФЕКТ (ПОФЕРХНОСТНЫЙ ЭФФЕКТ) – СКИН-ЭЭФЕКТ (БЕТТІК-ЭФФЕКТ). Электрмагниттік толқындардың өткізгіштің беткей жағымен көбірек таралуы.

СМЕЩЕНИЕ НУЛЬ-ПУНКТА – НӨЛ-ПУНКТТІҢ ЫҒЫСУЫ. Бір пункттегі геофизикалық аспап (гравиметр, магнитометр) көрсеткішінің уақыт аралығында өзгеруі.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА – СЕЙСМИКАЛЫҚ ШЕКАРА. Қума немесе көлденең толқындардың таралу кезінде өздерінің жылдамдықтарын күрт (кенеттен) өзгертетін жұқа қабат.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ КОСА – СЕЙСМИКАЛЫҚ ЖЕЛІ. Сейсмоқабылдағыштарды сейсмостанциямен қосатын көп тарамды жұмырсым (кабель).

ТОЧКА КЮРИ (ТЕМПЕРАТУРА КЮРИ) – КЮРИ НҮКТЕСІ (КЮРИ ТЕМПЕРАТУРАСЫ). Ферромагнитті заттардың парамагниттерге айналу температурасы.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ПОЛЯ – ӨРІСТІ ТРАНСФОРМАЦИЯЛАУ (ТАСЫМАЛДАУ). Әртүрлі тәсілдерді қолдана отырып өлшенген күрделі геофизикалық өрістен зерттелетін нысанға байланысты ғана аномальды өрісті даралау.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ – ТЕКТОНИКАЛЫҚ ҚОЗҒАЛЫСТАР. Жердің ішкі күштері әсерінен оның сыртқы бөлігіндегі аумақты таужыныстарының деформациялану (нысанын және түрін өзгерту) процесі.

ФИЛЬТР – ФИЛЬТР (СҮЗГІ). Жиілігіне байланысты пайдалы және бөгеуіл толқындарды ажырату үшін қолданылатын құрал.

ШУМ – ШУЫЛ. Пайдалы толқындарды тіркеу барысында кедергі жасайтын бөгеуіл толқындар.

ЭЛЕКТРОД – ЭЛЕКТРОД. Электрбарлауда жер койнауына ток жіберу үшін пайдаланылатын металдан жасалған қазық.

ЯДРО ЗЕМЛИ – ЖЕР ЯДРОСЫ. Жер бетінен 2900 км тереңдіктен (жердің радиусы 6371 км) басталатын жердің орталық белігі. Жер ядросы темір мен силикаттардан тұрады деген болжам бар. Сыртқы ядро балқыған күйде болса, ішкі ядро қатты түрде деп пайымдайды.

БИБЛИОГРАФИЯЛЫҚ ТІЗІМ

1. *Бобровников Л.З., Кадыров И.Н., Попов В.А.* Электроразведочная аппаратура и оборудование. – М.: Недра, 1979. – 336 с.

2. *Дьяков С.Н.* Инструкция по проведению работ ГСЗ с аппаратурой «Тайга-2». – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1982. – 36 с.

3. *Гурвич И.И., Номоконов В.П.* Сейсморазведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1981. – 464 с.

4. *Кунщиков Б.К., Кунщикова М.К.* Общий курс геофизических методов разведки. – М.: Недра, 1976. – 429 с.

5. *Мудрецова Е.А.* Гравиразведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1981. – 397 с.

6. *Нейштадт Н.Н.* Методические рекомендации по пьезоэлектрическому методу разведки. – Л.: ОНТИ НПО Рудгеофизика, 1984. – 98 с.

7. *Никитский В.Е., Глебовский Ю.С.* Магниторазведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1980. – 367 с.

8. *Нұрмағамбетов А.* Геофизикалық барлау әдістерінің негіздері. – Алматы: Ғылым, 2003. – 278 б.

9. *Тархов А.Г.* Электроразведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1979. – 518 с.

10. *Федынский В.В.* Разведочная геофизика. – М.: Недра, 1967. – 672 с.

11. *Якубовский Ю.В., Ляхов Л.Л.* Электроразведка: Учебник для техникумов. – М.: Недра, 1982. – 381 с.

МАЗМҰНЫ

	КІРІСПЕ	3
1.	ГЕОФИЗИКА ЖӘНЕ ҚОРШАҒАН ОРТА	5
1.1.	Геофизиканың шығу тегі	5
1.2.	Дүниежүзілік экономиканың дамуына геофизиканың сіңірген еңбегі	7
1.3.	Геофизика және оның жер туралы алатын орны	8
1.3.1.	Жер туралы ғылымдар	8
1.3.2.	Геофизика	10
2.	ПЕТРОФИЗИКА	15
2.1.	Таужыныстарының физикалық қасиеттері	15
2.2.	Магниттік қасиеттері	16
2.3.	Таужынысының тығыздығы	21
2.4.	Электрлік қасиеттері	22
2.5.	Поляризациялық қасиеттері	26
3.	БАРЛАУ ГЕОФИЗИКАСЫ ӘДІСТЕРІ	28
3.1.	Жалпы ереже	28
3.2.	Геофизикалық аномалия және өрістер	29
3.3.	Геофизикалық өрістерді тіркеу	32
3.4.	Гравиметриялық барлау	34
3.4.1.	Гравибарлаудың мәні мен мақсаты	34
3.4.2.	Аппаратуралардың қысқаша техникалық сипаттамалары	36
3.4.3.	Далалық байқау әдістемесі	40
3.4.4.	Байқауды бастапқы өңдеу	43
3.4.5.	Гравиметриялық түсірімдер деректерінің интерпретациясы	45
3.5.	Магниттік барлау	47
3.5.1.	Магниттік барлау әдістемесінің мәні мен мақсаты	47
3.5.2.	Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы	49
3.5.3.	Далалық бақылаулар әдістемесі	51
3.5.4.	Бақылауды бастапқы өңдеу	52
3.5.5.	Магниттік түсірім деректерінің интерпретациясы	53
3.6.	Электрбарлау әдісі	58

3.6.1.	Кедергі әдісімен электрбарлау.....	58
3.6.2.	Геологиялық мәселелерді шешудегі электрбарлау...	61
3.6.3.	Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы...	64
3.6.4.	Далалық байқаудың әдістемесі.....	65
3.6.5.	Бастапқы өңдеу және байқауды интерпретациялау.....	66
3.7.	Сейсмобарлау әдісі.....	68
3.7.1.	Серпінді толқындар.....	69
3.7.2.	Геометрикалық сейсмика.....	71
3.7.3.	Серпінді толқындар түрлері.....	73
3.7.4.	Сейсмикалық барлау әдісінің мақсаты және мәні.....	76
3.7.5.	Сейсмикалық барлаудың негізгі тәсілдері.....	77
3.7.6.	Шағылған толқындар тәсілі.....	78
3.7.7.	Сынған толқындар тәсілі.....	79
3.7.8.	Шағылған және сынған толқындар тәсілдерінің ерекшеліктері.....	80
3.7.9.	Сейсмикалық аппаратуралар.....	84
3.7.10.	Сейсмикалық бақылаулардың далалық әдістемесі.....	86
3.7.11.	Сейсмобарлау мәліметтерін интерпретациялау...	87
3.8.	Радиометриялық әдіс.....	91
3.8.1.	Атом ядроларының құрылысы және радиоактивтілікің ыдырауы.....	91
3.8.2.	Табиғи радиоактивті элеметтер және олардың сәулеленуі.....	94
3.8.3.	Аппаратураның қысқаша техникалық сипаттамасы.....	96
3.8.4.	Далалық байқау әдістемесі.....	98
3.8.5.	Бастапқы өңдеу және радиометрия деректерінің интерпретациясы.....	99
	ҚОРЫТЫНДЫ.....	103
	ГЛОССАРИЙ.....	104
	БИБЛИОГРАФИЯЛЫҚ ТІЗІМ.....	114

Оқулық басылым

Ермек Мауленұлы Ахметов

ГЕОФИЗИКА ӘДІСТЕРІНЕ КІРІСПЕ

Оқу құралы

ОБО РБ бастығы *Ғұбайдулина З.А.*
Редакторы *Жақсыбаева Т.С.*
Компьютерде беттеген *Өмірбекова Л.П.*

Басуға қол қойылды 29. 01. 2014 ж.
Пішімі 60х84 1/16. №1 баспаханалық қағаз.
Көлемі 7,3 есепті баспа табақ. Шартты баспа табағы 6,9.
Таралымы 300 дана. Тапсырыс № 19.
Бағасы келісімді.

Қ.И. Сәтбаев атындағы
Қазақ ұлттық техникалық университетінің басылымы,
Оқу-баспа орталығы.
Алматы қ., Сәтбаев көшесі, 22

ISBN 978-601-228-616-8

