

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան,
Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլու-
խանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբա-
գրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ-
վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան (պատ. քարտու-
ղար), Ս. Մ. Այվազյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян,
А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Г. М. Ванцян,
Н. И. Долуханова, А. И. Месропян, С. С. Мкртчян,
Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора),
Н. Г. Мелик-Мурадян (отв. секретарь),
С. М. Айвазян.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Н. К. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ
РАЙОНА КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

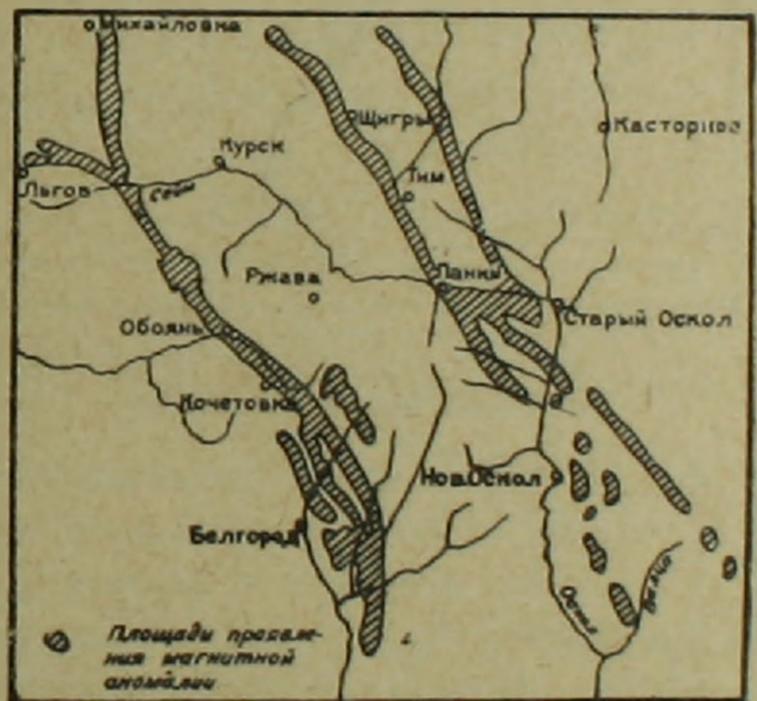
Район Курской магнитной аномалии расположен в основной своей части в пределах Курской и Белгородской областей РСФСР, общей площадью 50,8 тыс. км² (фиг. 1).

А. Четвертичные отложения. В течение четвертичного периода на территории КМА преобладали континентальные условия и господствовали процессы денудации. Во время Днепровского оледенения Воронежское поднятие представляло собой высокий водораздел, который явился препятствием для дальнейшего продвижения ледника на юг. Поэтому ледник обошел Воронежское поднятие с запада и востока в виде двух языков — Днепровского и Донского (фиг. 2), что обусловило почти полное отсутствие ледниковых отложений.

По условиям образования четвертичные отложения разделяются на флювиогляциальные, элювиальные, делювиальные, эолово-делювиальные и аллювиальные разности, а в возрастном отношении на древне-средне- и новочетвертичные.

Самыми древними отложениями четвертичного периода являются элювиально-делювиальные темно-бурые суглинки, а также буровато-серые суглинки, в которых часто содержится примесь меловой щебенки. Они содержат до трех горизонтов погребенных почв, что соответствует трем межледниковым периодам. Мощность толщи суглинков на водоразделах в среднем равна 4—5 м, а на склонах долин и балок возрастает до 10—15 м.

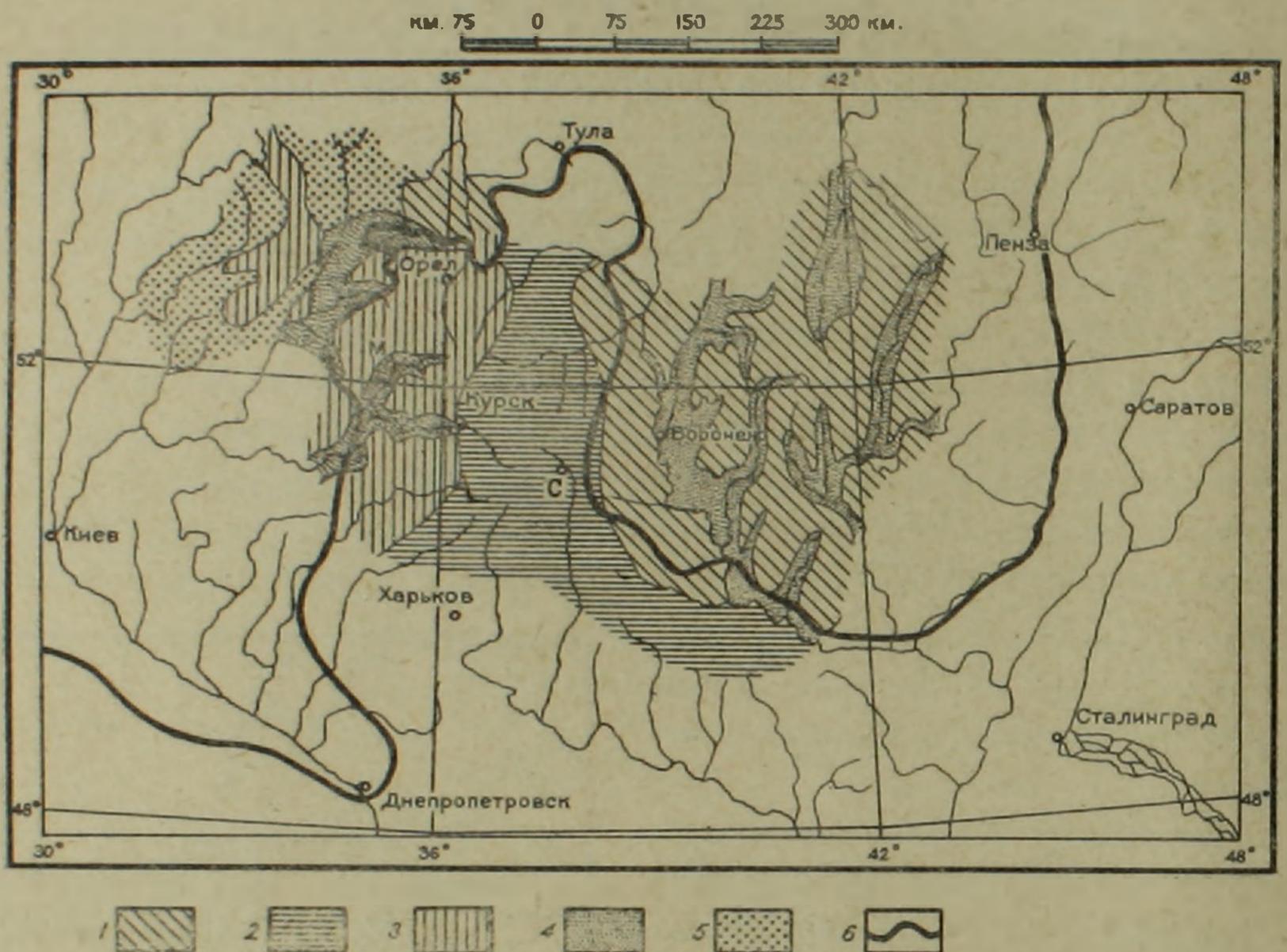
Древнеаллювиальные отложения высоких террас распространены в долинах крупных рек: Дона, Днепра, Сейма и др., где различные исследователи выделяют 3—4 надпойменные террасы. Интересно отметить, что все описываемые в литературе террасы приурочены в основном к областям вышеупомянутых ледниковых языков; в промежуточном между



Фиг. 1. Схема распространения Курской магнитной аномалии.

ними районе, по водоразделу между бассейнами Днепра и Дона, к северу от Харькова и, в частности, в районе Старого Оскола древние террасы никем не отмечались. Не констатированы там они и нами.

На размытой поверхности древнеаллювиальных террасовых отложений и этих суглинков широко развиты флювиогляциальные образования, представленные как пестрыми, в значительной степени глинистыми песками, так и песками более чистыми, косослоистыми, серого цвета. Мощность этих накоплений в среднем составляет 8—10 м.



Фиг. 2. Схематическая карта четвертичных отложений области Средне-Русской возвышенности (по М. Н. Грищенко, Б. М. Даньшину и др.).

1 — морена донского и днепровского оледенений, прикрытая суглинками; 2 — покровные лёссовидные глины, суглинки и супеси; 3 — лёссы и лёссовидные породы; 4 — водноледниковые и древнеаллювиальные отложения высоких террас; 5 — водноледниковые и древнеаллювиальные отложения на морене; 6 — граница максимального оледенения. М — Михайловка, С — Старый Оскол.

На весьма неровной поверхности флювиогляциальных отложений залегают породы среднечетвертичного возраста, представленные плотными тяжелыми известковистыми суглинками с конкрециями углекислой извести красно-коричневато-бурого цвета. Особенности состава суглинков (песчаность, наличие слабо обуглившихся часто измельченных растительных остатков) и наблюдаемая нередко косая слоистость говорят об участии в их генезисе временных потоков в условиях континентального режима. Мощность этих осадков достигает 4—25 м.

Выше располагаются эолово-элювиально-делювиальные покровные накопления новочетвертичного времени. Они представлены суглинками

беловато-розового, светло-бурого и бурого цветов, лессовидными, обогащенными соединениями углекислого кальция в виде выцветов углесолей на поверхности породы, лжемицелий и конкреций, образующих хорошо выраженный карбонатный горизонт. Они более легкие, пористые, также более или менее песчанисты, но обычно не слоисты. Их мощность достигает 10 м.

Оба типа суглинков широко распространены по всей территории КМА; они залегают сплошным плащом, перекрывая водоразделы и спускаясь по склонам долины и балок, не переходя лишь на низкие террасы и поймы рек и тальвегов балок.

Новочетвертичные образования представлены также осадками озер, болот и, главным образом, аллювием пойм современных рек и аллювиально-делювиальными накоплениями овражно-балочной системы.

Пойменные накопления современных рек сложены обычно мелко- и неравномернозернистыми более или менее глинистыми песками, иногда с гравием и галькой местных пород, переходящими кверху в зеленовато-серые, темно-серые и даже черные глины, с прослоями и линзами песка, бобовинами, конкрециями и маломощными пластами бурого железняка. Их мощность колеблется от 4—5 до 10—15 м и более. Пойменные осадки часто переходят в болотно-торфяниковые образования, заполняющие древние русла и старицы долины почти всех рек изученной территории. Их мощность колеблется от 3 до 10 м.

У устьев боковых оврагов и крупных балок отложения поймы перемежаются с аллювиально-делювиальными и частью пролювиальными накоплениями хорошо выраженных конусов выноса, представленными суглинками и супесями, иногда с песками, а также меловым илом и щебенкой более крепких меловых пород.

В оврагах и балках в их нижних и средних частях пойменным осадкам речных долин соответствуют аллювиально-делювиальные образования их днищ и склонов, представленные переслаивающимися суглинками, супесями, глинами, песками, обогащенными гальками и щебнем местных пород. Мощность их составляет 1—3 м.

Б. Геоморфология. Территория КМА занимает южную часть Средне-Русской возвышенности, водораздел рр. Днепра и Дона, и представляет собой невысокую всхолмленную равнину, расчлененную речными долинами, балками и оврагами. Длина расчленения 0,6—1,2 км на 1 км². Абсолютные высоты возвышенности колеблются от 150 до 310 м, но преобладают участки с абсолютными высотами от 150 до 250 м. Средняя абсолютная высота водораздела Средне-Русской возвышенности имеет отметки 260—280 м, а урез крупных рек 65—100 м, откуда относительные превышения составляют 180—200 м, что и обуславливает интенсивную эрозию.

Южный склон возвышенности длинный и пологий. Древовидная речная сеть сравнительно слабо разветвлена, что особенно характерно для системы р. Оскола, как бы сжатой реками системы Дона и Днепра. Чем далее к югу (к широтному течению р. Северного Донца), тем больше по-

является меридиональных притоков Донца, текущих параллельно в широких асимметричных долинах.

На описываемой территории берут начало много рек, наиболее значительными из которых являются Сев. Донец, Оскол, Сейм, Псёл, Ворскла. Речная сеть отличается большой густотой. Все реки здесь отличаются небольшими размерами, медленным течением, малыми глубинами и морфологической зрелостью.

Основными факторами, определявшими условия развития рельефа территории КМА в четвертичное время, являются, вне сомнения, вертикальные колебательные движения этой части Русской платформы, обуславливавшие периодические изменения в положении базисов эрозии, а также смена эпох оледенения и межледниковых эпох; ими определялись массы воды, воздействующей на рельеф, и отвечающие им количества сносимого материала, слагавшего затем соответствующие террасы, играющие исключительную роль в вопросе восстановления геологической истории области в четвертичное время. Террасы небольшой высоты, кроме того, могли возникать на реках и в процессе нормального эрозионного цикла после достижения ими стадии образования поймы меандрированием водных потоков.

В районах, непосредственно не связанных с ледником, их долины заполнялись материалом, поступавшим с междуречий, где господствовали процессы денудации и, в частности, процессы солифлюкции.

С регрессией третичного моря на юге произошло удлинение долин, существовавших на территории районов, не покрывавшихся морем, по направлениям, близким к меридиональному (Тим, верховья Сейма, Оскол, Северный Донец), а также заложение новых долинных систем и, естественно, перестройка прежних (переуглубление, перехват и т. д.). Вследствие постепенного поднятия Воронежской антеклизы, уклон поверхности по ее окраинам к западу и востоку стал увеличиваться от меридионального направления на юго-запад и юго-восток.

В развитии долинной сети, по данным Н. Дик и З. Барановской (1934), на юге КМА большую роль играли карстовые и суффозионные процессы. Чередование резко суженных и расширенных участков долин в верховьях Сейма, по Осколу, Северному Донцу и другим рекам юга указывает на то, что их долины местами образовались путем подземного заложения и соединения карстовых провалов узкими промоинами.

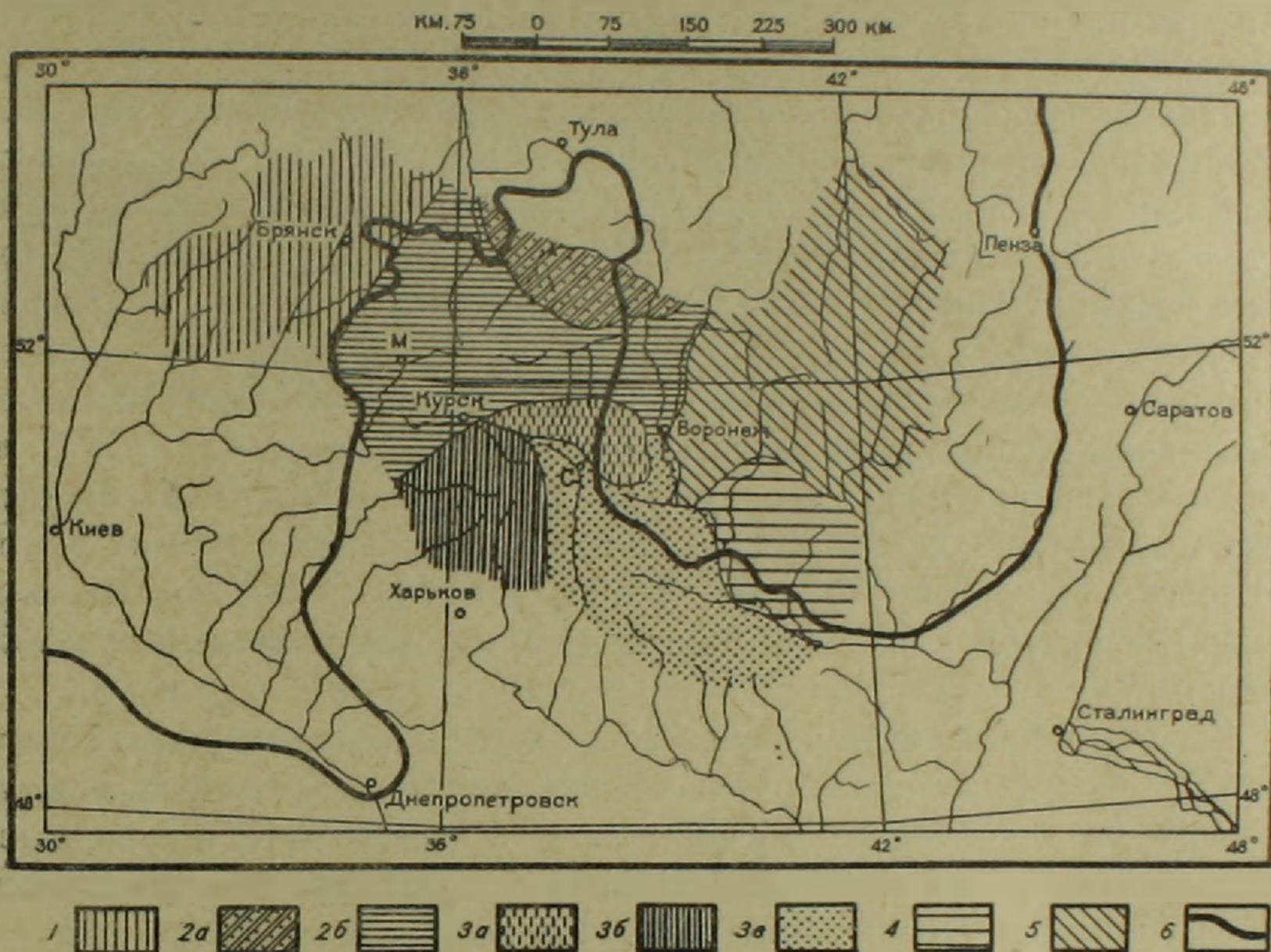
В зависимости от состава, условий залегания, характера поверхности коренных пород, от генезиса и распределения четвертичных рыхлых накоплений, от деятельности текущих вод—этого основного агента, преобразующего рельеф в четвертичное время, в пределах Средне-Русской возвышенности (куда входит и район КМА) на водоразделах и их склонах возникли следующие типы рельефа:

1. Возвышенные плоские и полого-волнистые равнины.
2. Возвышенные слабо расчлененные равнины.
3. Возвышенные средне расчлененные равнины.
4. Возвышенные резко расчлененные равнины.

5. Низменные слабо расчлененные равнины.

6. Низменные плоские и полого-волнистые равнины.

По преобладанию того или иного типа рельефа, а также по их сочетанию и соотношению в пространстве, вся описываемая область Средне-Русской возвышенности разделяется А. И. Соловьевым и Т. Г. Тимохиной [2] на пять геоморфологических районов (фиг. 3):



Фиг. 3. Схема геоморфологических районов области Средне-Русской возвышенности (по А. И. Соловьеву, Т. Г. Тимохиной и др.).

1 — Западный район; 2 — Центральный район: 2а — Северный подрайон, 2б — Южный подрайон; 3 — Южный район; 3а — Северный междуречный подрайон; 3б — Придонецкий подрайон; 3в — Придонской подрайон; 4 — Юго-восточный район; 5 — Восточный район; 6 — граница максимального оледенения. М — Михайловка; С — Старый Оскол.

1 — Западный район, 2 — Центральный район (разделяющийся на два подрайона), 3 — Южный район (с тремя подрайонами), 4 — Юго-восточный район и 5 — Восточный район.

Исследованные нами детально участки бассейна р. Осколец и района сел. Михайловка попадают соответственно в Придонской подрайон Южного района (бассейн р. Осколец) и в Южный подрайон Центрального района (район сел. Михайловка, Курской области).

Южный подрайон сложен породами девона, мезозоя и четвертичными; поверхность девона к югу постепенно понижается, мощность пород мезозоя, а также покрывающих их четвертичных лессовидных суглинков — увеличивается. Наиболее возвышенные площади подрайона представляют плоские и полого-волнистые равнины, абсолютной высоты 240—170 м.

На территории подрайона проходит Главный Черноморско-Каспийский водораздел; он представляет собою возвышенное плато с крупноволнистым рельефом, резко расчлененное долинно-балочной и овражной сетью.

Направление долин крупных рек, близкое к меридиональному, является «унаследованным» от древних доюрских ложбин. Наибольшие притоки этих рек имеют широтное направление; долины их моложе основных долин.

Территория подрайона расчленена широкими, неглубокими балками и логами, причем склоны их задернованы. На плоских междуречьях встречаются «степные блюдца», не имеющие стока. В долины, балки и лога врезаются довольно густая (разветвленная) сеть оврагов, находящихся в разных стадиях развития. Развитию оврагов весьма благоприятствуют большая мощность лессовидных суглинков, подстилаемых песчаными толщами, достаточная континентальность климата с большими колебаниями средних температур (июль—18—22°, январь—до —11°С) и ливневым характером осадков или бурным снеготаянием и, наконец, крутизна и ориентация склонов, а также положение базисов эрозии. Крупные долины, где эрозией вскрыты толщи древних пород (меловых и юрских), отличаются широкими днищами и пологими «заплывающими» склонами.

Придонской подрайон располагается к востоку от меридионального отрезка р. Оскол. В пределах этого подрайона доминирует возвышенная, резко расчлененная равнина с близким к поверхности залеганием закарстованного мела и мергелей, прикрытых разобщенными участками песков, песчаников и маломощным слоем суглинков.

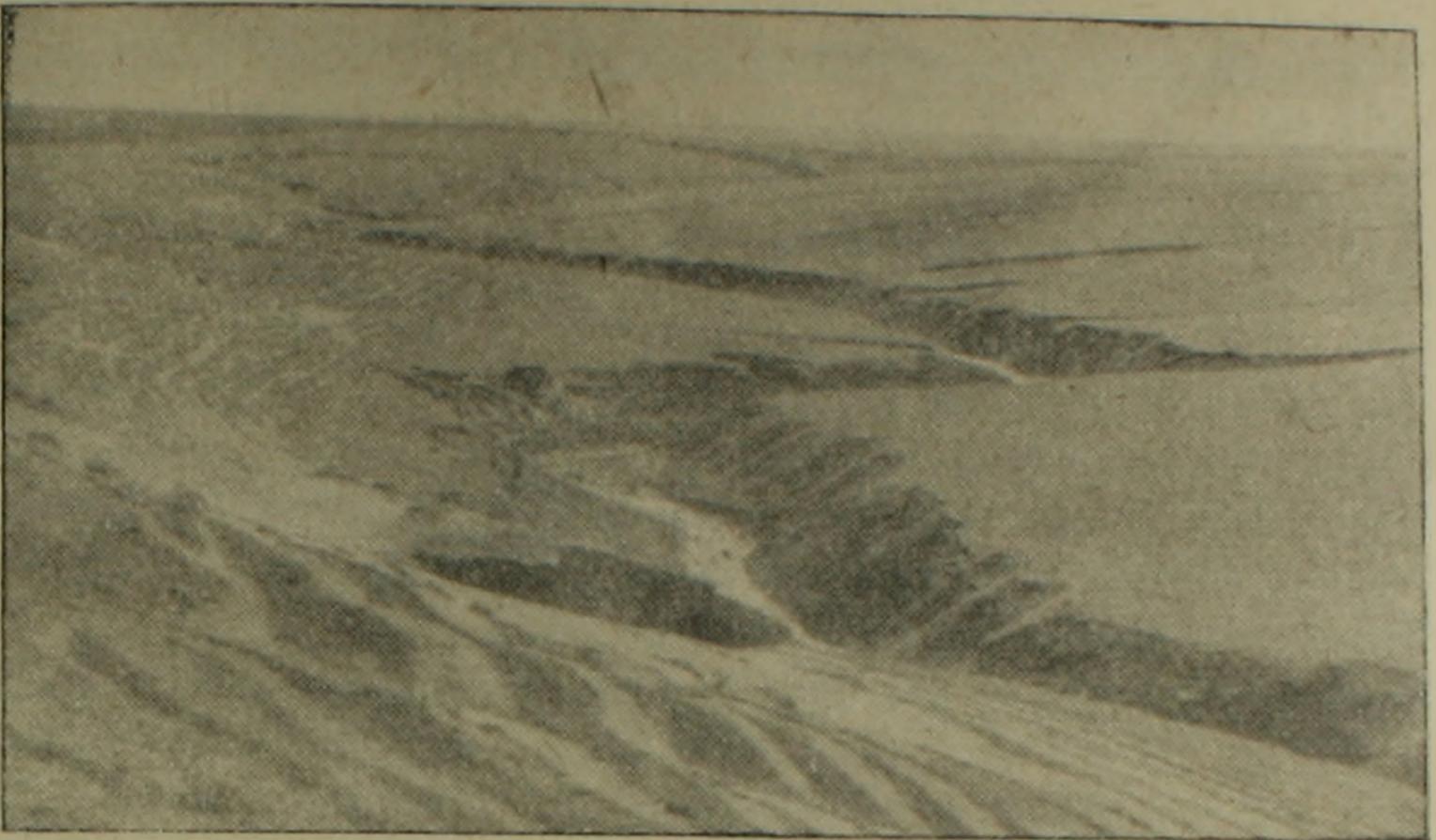
Крупные крутосклонные холмы чередуются с обширными глубокими котловинами. На фоне крупнохолмистого рельефа денудацией и эрозией в конце третичного и на всем протяжении четвертичного времени, а также оползнями была создана густая долинно-балочная и овражная сеть (фиг. 4).

Геоморфология отдельных месторождений КМА

Закончив общий обзор четвертичных отложений, а также геоморфологии всего района КМА, перейдем к рассмотрению геоморфологии тех участков месторождений КМА (на основании полевых исследований, произведенных нами в течение лета 1955 г.), разработка которых возможна и целесообразна открытым способом.

1. Геоморфология района бассейна р. Осколец (Лебединское и другие месторождения КМА; фиг. 5).

Река Осколец является небольшим правым притоком р. Оскол, крупного левого притока р. Северный Донец. Указанная река берет начало в районе сс. Заломное и Цыгановка и на всем своем протяжении вплоть до ее впадения в р. Оскол имеет только один водный приток—Тепло-Ко-



Фиг. 4. Овраг на участке „Лебеди“. Видны формы двух стадий формирования оврага.

лодезный ручей, расположенный в Коробковском логу. Остальные лога р. Осколец не имеют постоянных водотоков.

Долина реки имеет почти широтное направление при длине около 45 км; устье реки у гор. Старый Оскол находится на абсолютной высоте 122 м, а слияние ее верховий в районе сел. Осколец — на высоте 170 м. Таким образом, уклон поймы реки равен примерно 1 м на 1 км, т. е. около 0,001.

Водораздел в верховье реки имеет отметки до 255 м, следовательно, общее превышение его над устьем долины достигает 133 м.

Геологическое строение бассейна р. Осколец является несложным здесь развиты породы верхнего мела и палеогена. Наибольшее площадное развитие имеют породы турона-коньяка, представленные белым пясчым мелом, обнажающимся в нижних частях склонов, начиная от уреза поймы; мощность их около 70—95 м.

Под поймой долины р. Осколец, по данным буровых скважин, залегают отложения сеномана, представленные в нижней части разреза глауконитовыми песками (20—25 м), а выше — песчаным мелом с фосфоритовой галькой (3—4 м). Эта свита известна под местным названием «сурка». Фосфоритовые гальки местами сцементированы в сплошную плиту («фосфоритовая плита»), являющуюся обычно маркирующим горизонтом.

Следует отметить, что отложения сеномана (?) встречены также по правому берегу долины р. Осколец между логами Моздовский и Березовый. Здесь в двух карьерах непосредственно под делювиальными суглинками (1—1,5 м) вскрыты светло-серые и белые мелкозернистые пески, однородные, отчетливо слоистые. Сопоставляя гипсометрическое положение этих песков с их положением в верховье р. Осколец (где сеноман встречен скважинами под поймой), можно судить о закономерном их

повышении в связи с падением реки. Эти пески считали аллювиальными, связанными с предполагаемой террасой между логами Лебедок и Моздовский. Но их строение (правильная полосчатость, однородность состава) указывает на сходство их с песками сеномана.

Указанная структурная, пластовая поверхность (псевдотерраса) отвечает, видимо, поверхности сеномана—его верхнему горизонту, известному под названием «сурка».

На размытой поверхности пясчег мела (турон-коньяк) залегают породы сантона (25—30 м), представленные мергелями и частью глинами. Породы сантона местами сильно размыты и трансгрессивно перекрываются палеогеном, слагающим плоские водоразделы; представлен палеоген песчано-глинистыми накоплениями мощностью до 30 м.

Четвертичные отложения представлены довольно мощным (до 15—20 м) чехлом покровных суглинков, а также аллювиальными накоплениями пойменной террасы и разнообразными делювиальными и элювиальными образованиями. Следует отметить, что более высоких, чем пойменная, террас нигде не констатировано.

Суглинки обычно желто-бурого цвета, известковистые; погребенных почвенных горизонтов нигде не встречено. Суглинки отличаются изменчивой влажностью, обусловленной периодически возникающей верховодкой и поэтому являются непросадочными при смачивании. После дождей они размокают и при насыщении водой переходят в текучее (пластичное) состояние; таким образом, поверхность склонов, сложенных подобными суглинками, становится почти полностью водонепроницаемой.

По геоморфологическому признаку исследованный район попадает, как уже указывалось, в Придонской подрайон Южного района геоморфологического районирования области Средне-Русской возвышенности (фиг. 3), характеризующийся скульптурным рельефом. В генетическом отношении рельеф района относится к водно-эрозионному и водно-аккумулятивному типу, в морфографическом — к платообразному овражно-балочно-долинному типу, а в морфометрическом — к среднерасчлененному, полого- и среднесклонному типу [6].

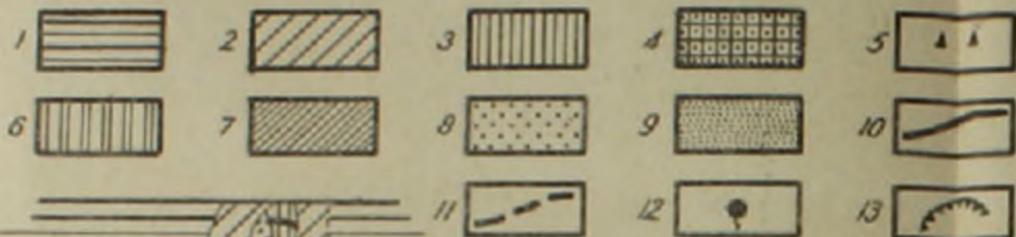
Долина р. Осколец отличается широкой пойменной террасой: в нижнем течении ширина ее достигает 1,0—1,2 км, а у слияния верховий (район сс. Осколец-Кандауровка) — 0,20—0,30 км; далее кверху она, естественно, постепенно суживается (фиг. 5).

Наиболее крупными боковыми логами являются: справа—Лебедок, Моздовский, Березовский, Салтыковский, Романов, Южков и другие; слева—Лукьяновский, Грачев, Коробковский, Журавли, Круглый, Круглое, Мало-Бродский и др. Все крупные лога также имеют отчетливо выраженную пойменную террасу шириной до 0,2—0,3 км, сливающуюся с Осколецкой. Относительная высота пойменной террасы р. Осколец до 1 м. Форма поперечного сечения главной долины и крупных боковых логов обычно трапециевидная (горизонтальная пойменная терраса и слабовыпуклые склоны). Склоны долины отлогие с крутизной порядка 1 : 10.

ТАБЛИЦА ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА

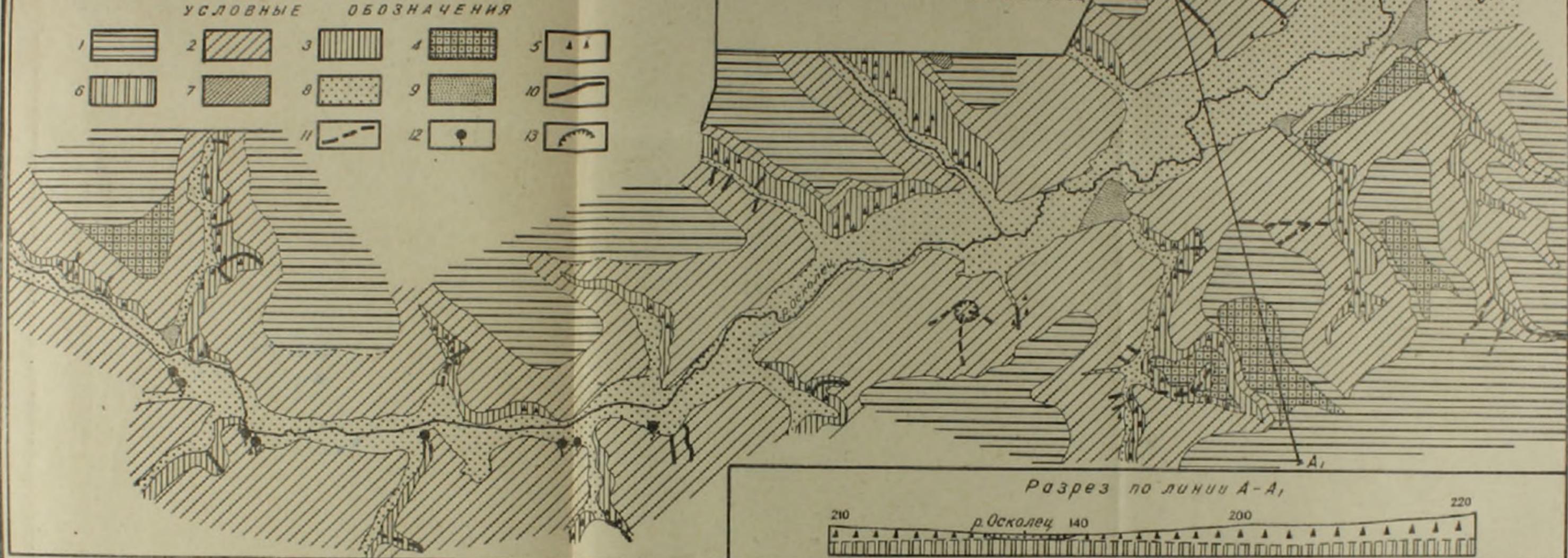
Генетический тип	Морфографический тип	Морфометрический тип
Денудационно-аккумулятивный рельеф	Платообразный, овражно-балочно-долинный	Среднерасчлененный, полого-средне и крутосклонный

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



СХЕМАТИЧЕСКАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
БАСЕЙНА Р. ОСКОЛЕЦ

сост. Н.К. ПАФЕНГОЛЬЦ



Фиг. 5. Обозначения: 1—Денудационно-аккумулятивные формы склонов, 1—Денудационные склоны и равнины, пологие склоны и водораздельные равнины, покрытые элювально-делювиальными отложениями; 2—Денудационные склоны: пологие, слабо выпуклые склоны, покрытые элювально-делювиальными отложениями; 3—Денудационные, преимущественно эрозийные склоны: крутые и средние склоны, сложенные коренными породами, местами имеют незначительный делювиальный покров. В верхних частях склонов встречаются мелкие обвалы и осыпи, в нижних — аккумулятивные накопления (конусы выноса, шлейфы осыпей и т.п.); 4—Структурные (пластовые) поверхности; 5—Коренные выходы песчаника (турон-коньяк); 6—Сенонан (белые пески, на разрезе); 7—Выходы палеогеновых (1) пестроцветных песков; 8—Аккумулятивные и элювально-делювиальные формы; 9—Высокая пойма р. Осколец и ее притоков (боковых логов); 10—Конусы выноса оврагов на пойме; 11—Развивающиеся овраги (а — активные, б — старые); 12—Родники; 13—Карьеры

Некоторые же овраги—«притоки логов»—обладают V-образным поперечным сечением.

Склоны всех логов являются асимметричными. Лога левобережья р. Осколец имеют, как правило, пологий, слабовыпуклый правый склон и более крутой левый склон; при этом правый склон сложен мощными делювиальными суглинками, а левый—преимущественно коренными породами (песчий мел), прикрытыми элювием или ничтожным слоем делювия. Склоны оврагов, сложенные меловыми породами, подвержены интенсивному разрушению в результате бокового оврагообразования.

Лога же правобережья долины р. Осколец имеют пологий, слабовыпуклый левый склон и более крутой правый склон; правый склон сложен коренными породами, а левый—делювиальными суглинками.

Склоны, падающие на юг и восток, разрушаются значительно быстрее и имеют большое количество деформаций.

Таблица 1

Углы наклона береговых склонов р. Осколец и ее логов

Наименование логов или рек	Левый берег		Правый берег	
	<i>tga</i>	<i>a</i>	<i>tga</i>	<i>a</i>
Река Осколец				
Близ устья	0,145	8°30'	0,045	2°30'
Середина	0,1	6°	0,1	6°
Верховье	0,075	4°30'	0,15	8°30'
Правые лога Оскольца				
Южков лог (ЮЗ—СВ)	0,1	6°	0,2	11°
Следующий к ЮВ (ЮЗ—СВ)	0,2	11°	0,25	14°
Романов лог (Ю—С)	0,2	11°	0,25	14°
Салтыковский (СЗ—ЮВ)	0,07	4°	0,2	11°
Березовый (С—Ю)	0,15	8°	0,13	7°30'
Мозловский (С—Ю)	0,125	7°	0,15	8°
Лебедок (С—Ю)	0,1	6°	0,225	12°30'
Левые лога Оскольца				
Меридиональный (С—Ю)	0,20	11°	0,25	14°
Круглое (С—Ю и З—ЮВ)	0,1	6°	0,15	8°30'
Круглый (С—Ю и СЗ—ЮВ)	0,2	11°30'	0,12	7°
Журавли (СЗ—ЮВ)	0,15	8°30'	0,1	6°
Коробковский (СЗ—ЮВ)	0,1	6°	0,08	5°
Грачев (СЗ—ЮВ)	0,15	8°30'	0,1	6°
Крайний (СЗ—ЮВ)	0,18	10°	0,12	7°

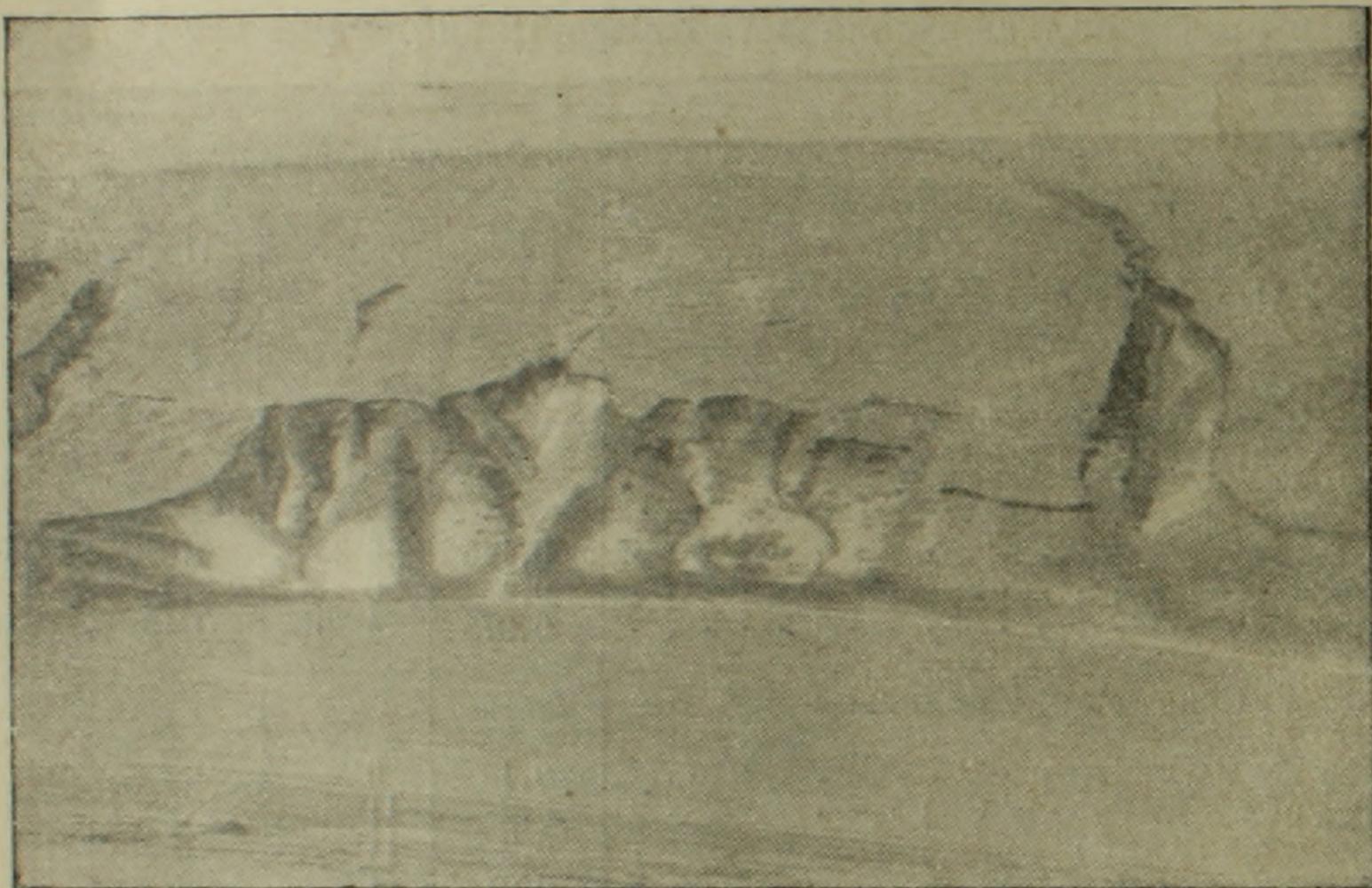
Амплитуда колебания углов наклона: *tga* от 0,250=14° до 0,045=2°30'.

Продольные уклоны большинства логов колеблются от 1° до 1,5° в нижних частях логов и от 1,5° до 3,5°—в верхних частях отдельных отрезков логов.

Вышеотмеченная крутизна склонов (левого по левобережью и правого по правобережью—см. таблицу) объясняется неодинаковой их ин-

соляцией (на солнечных склонах в весеннее время происходит более интенсивное таяние снега и соответственно более сильный размыв их), в связи с этим и неодинаково быстрым выветриванием пород на противоположных склонах, неодинаковой экспозицией по отношению к господствующим ветрам, а также связанной с предыдущими условиями неодинаковой густотой и составом растительного покрова на обоих склонах.

В пределах бассейна долины р. Осколеи развиты эрозионные и суффозионные процессы. Эрозионные процессы имеют очень широкое распространение и активно расчленяют поверхность склонов долины (фиг. 6). Развитие оврагов наиболее интенсивно протекает на крутых участках склонов. Скорость роста существующих оврагов достигает порядка нескольких метров в год (по наблюдениям дорожных мастеров).

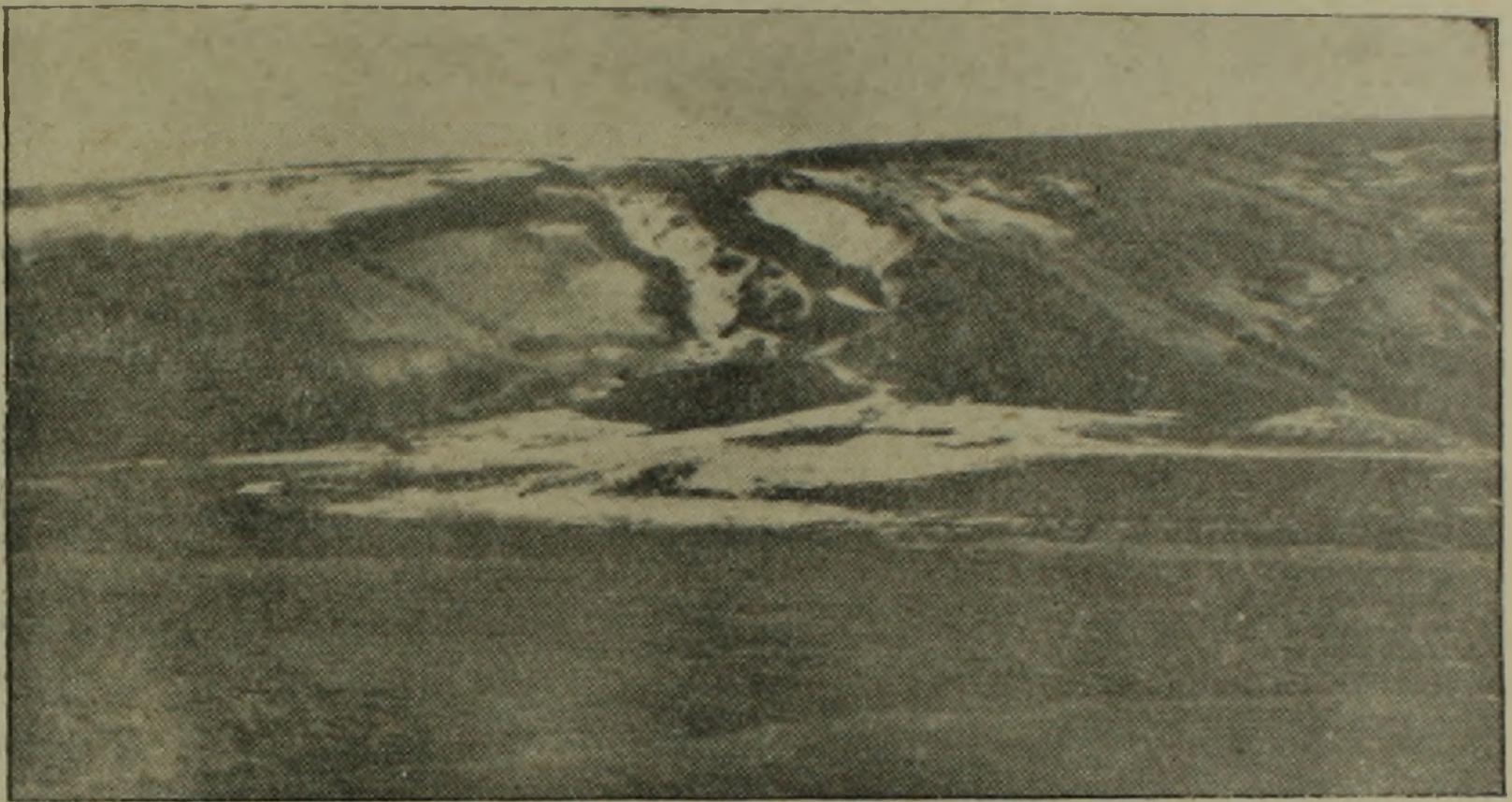


Фиг. 6. Лебеди. Зарождение оврагов в суглинистых грунтах.

Долины оврагов Лебедок и Моздовский имеют крутые склоны с ветвеобразными отростками. Форма поперечного сечения оврагов имеет сложный характер, обусловленный несколькими стадиями оврагообразования. Старая и современная стадии оврагообразования резко отличаются в верхних частях оврагов. Старые формы оврага пологие и сплошь задернованные. Молодые формы крутые, расчлененные отдельными промоинами, покрытые осыпями, частично и только на более ровных участках одернованы. На крутых склонах встречаются местами сплывы, а также овражные оползни, приуроченные к наиболее интенсивным местам поверхностного стока. Омоложение оврагов происходило, по-видимому, за счет изменения русла р. Осколец, которое при меандрировании подмывало правый склон долины реки, увеличивая этим среднюю крутизну падения дна оврагов. Изменение абсолютной отметки базиса эрозии здесь вряд-ли происходило. В нижних своих частях дно

оврагов Лебедок и Моздовский резко расширяется, склоны становятся более пологими. На дне, вследствие весенних потоков воды, образуется неглубокая промоина, которая периодически заносится делювиальными отложениями и, в связи с этим, часто мигрирует (фиг. 4).

Нередко участки склонов с обнаженным мелом имеют зону выветривания, достигающую 10 см, а местами доходящую до метра. Меловые породы в пределах выветрелой зоны имеют более темный серый цвет. При смачивании эти участки на поверхности образуют прослой, состоящий из щебнистого и разжиженного мела. В основании таких склонов образуются значительных размеров конуса выноса, представляющие смесь дробленного и перетертого мела с примесью суглинистого материала из четвертичных пород (фиг. 7).



Фиг. 7. Лог Круглый. Конусы выноса у устья оврагов, сложенных меловыми породами.

В верховьях оврагов Лебедок, Моздовский и Березовый с крутыми склонами атмосферные воды, стекая струями по поверхности меловых пород и растворяя их, образуют на их поверхности системы борозд, разделяемых гребешками, так называемые карры. Глубина борозд колеблется от нескольких сантиметров до метра и этим определяется также относительная высота разделяющих их гребешков (фиг. 8).

Борозды и гребешки имеют то прямолинейные, то изогнутые очертания. Гребешки имеют в основном острые и округлые формы. Часто они разделяются поперечными углублениями на отдельные шипы и зубья. Карры образуются как за счет стекания воды по направлению наибольшего уклона, так и за счет наибольшего растворения вдоль трещин отдельности, особенно, когда поверхность меловых пород в общем не имеет крутого наклона в одну сторону. Во втором случае карры образуют системы пересекающихся между собой борозд, разделенных не вытянутыми гребешками, а повышенными участками мела прямоугольных и ромбических очертаний.

На участках развития молодых оврагов в меловой толще конусы выноса не имеют такого площадного характера, так как выносимый из этих оврагов материал обычно попадает в тальвег основного оврага и по последнему сносится в р. Осколец.



Фиг. 8. Лебеди. Гребешки (карры) и борозды в склоне, сложенном мелом.

В пределах преимущественного развития четвертичных пород легко размокающие суглинки в полужидком состоянии сносятся в тальвег оврага, заполняя его в виде вязкой, пластичной грунтовой массы, медленно движущейся, часто незаметно для глаза, в сторону падения тальвега. Заполнение дна оврага подобным грунтовым потоком коренным образом меняет его форму, создавая впечатление старого оврага трапециевидной формы.

В сухое время года грунтовая масса этих потоков высыхает и покрывается редкой травянистой растительностью. Склоны оврагов не имеют древесной и кустарниковой растительности, за исключением некоторых оврагов в верховьях отдельных левобережных логов долины р. Осколец.

Головная часть оврагов в зоне распространения меловых пород развивается в большей части за счет выхода грунтовых вод и в меньшей— за счет поверхностного стока, т. е. суффозионным путем. Это видно из того, что головные части многих оврагов, врезанных на глубину залегания переотложенного мела, не имеют никаких следов поверхностного стока в овраг, а также из того, что в головной части наблюдаются вертикальные стенки с нишами вымывания на уровне дна оврага.

Местами на склонах наблюдаются пологие перегибы, прослеживаемые на небольшие расстояния по простиранию. Обусловлены они, вне сомнения, особенностями геологического строения, т. е. наличием более устойчивых пластов коренных пород на некоторой глубине под наносами. Эти отпрепарированные эрозией поверхности пластов более устой-

чивых пород обуславливают появление в рельефе структурных (пластовых) поверхностей. Таковыми являются, например, поверхности в районе между логами Березовый и Моздовский, Моздовский и Лебедок.

Бассейн *р. Осколец* обладает средней расчлененностью склонов; при этом расчлененность склонов логов левобережья относительно меньше расчлененности логов правобережья, что также можно объяснить экспозицией. Склоны долин логов переходят в водораздельное плато путем постепенного выполаживания. Оползневых явлений нигде не констатировано.

Местами на крутых склонах наблюдаются мелкие осыпи меловых пород. Гораздо чаще по склонам логов наблюдаются делювиальные шлейфы, подпруживающие отдельные участки логов; при пропилировании этой подпруды временными водостоками в тальвеге образуются характерные пороги, в разрезе которых местами видна отчетливая мелкая слоистость. Последняя обусловлена чередованием тонких слоев (1—2 см) мелового делювия (с крутых склонов) и черноземного (с пологих), являющихся результатом ливневых (сезонных) потоков.

Современные овраги образуются на участках, сложенных в основном делювиальными суглинками как на склонах логов, так и в их верховьях (Лебедок, Моздовский, Березовый и др.). Местами при наличии значительных площадей водосбора овраги образуются и по склонам логов, сложенных коренными породами (песчим мелом). У их устьев наблюдаются характерные конусы выноса, состоящие из обломков мела. Эти конусы иногда подпруживают лог.

В основании склона долины *р. Осколец*, на уровне пойменной террасы, а также у уреза реки, во многих пунктах наблюдаются выходы подземных вод, обладающих иногда слабым напором (у сс. Кандауровка, Рождественское и др.). Судя по температуре (8°C)*, это воды меловой толщи. В пойме *р. Осколец*, вероятно, разгружаются также воды сеноманской песчаной толщи, которые перекрываются отложениями пойменной террасы.

Пойменная терраса *р. Осколец* большей частью сильно заболочена, вследствие весьма пологого (0,001) ее падения. На некоторых участках встречаются торфяники, местами разрабатывающиеся. Растительность пойменной террасы типично болотная; местами встречаются участки с мелким кустарником. В вершинах некоторых логов (левобережье реки) вблизи водоразделов имеются лиственные леса и рощи.

Направление долины *р. Осколец* почти широтное; залегание пород горизонтальное. Продольный профиль долины весьма пологий, падение плавное. Продольный профиль боковых логов совершенно плавно сопрягается с продольным профилем главной долины, т. е. является согласованным.

Как уже упоминалось, во всем бассейне не констатировано более-высоких террас, чем пойменная. Мощность отложений пойменной тер-

* Замерена 19 августа 1955 г. Н. П.

расы достигает, по данным бурения, 20—11 м; у краев она примыкает непосредственно к коренным породам (песчий мел), перекрываясь иногда делювиальными накоплениями. Отсутствие более высоких террас в бассейне р. Осколец позволяет сделать следующий интересный научный вывод. Поскольку террасы являются отражением отдельных этапов эрозии, их отсутствие говорит о том, что район этот испытывал непрерывное равномерное поднятие (эпейрогеническое) в течение всего четвертичного периода и указывает на наличие одного этапа врезания.

По Н. И. Николаеву (1949) центральная часть Воронежской антеклизы за четвертичное время испытывала суммарное поднятие с максимальной скоростью 0,2 мм в год или 2 см в 100 лет.

Вальтер Пенк [7] обратил внимание на то, что преобладание в ландшафте того или иного типа склонов и в особенности среднего угла наклона последних, характерно для денудационного рельефа целых стран, которые «часто характеризуются явственным тектоническим единством»*, причем «это явление ни в какой мере не зависит от расположения и характера климатических поясов». Последнее утверждение вряд ли может быть принято безоговорочно. Путем детального графического анализа В. Пенк пришел к следующим выводам: 1) при базисе денудации, сохраняющем продолжительное время более или менее неизменным свое высотное положение (отсутствие проявления глубинной эрозии), в конечном счете формируется вогнутый склон; 2) если темп понижения базиса денудации превышает темп понижения поверхности склона, возникает, в конце концов, выпуклый склон; 3) при понижении базиса денудации в том же темпе, в каком идет снижение поверхности склона, формируется более или менее прямолинейное очертание склона.

Район бассейна р. Осколец характеризуется рельефом с выпуклыми склонами (фиг. 9), что говорит о возрастающей интенсивности эрозии, т. е. об эпейрогеническом поднятии района и восходящем развитии рельефа. Из приведенного факта можно сделать следующий практический вывод: благодаря указанному поднятию облегчается разгрузка подземных вод сеноманской толщи песков.

2. Геоморфология района сел. Михайловка** (бассейна рек Речицы, Черни и Свапы)

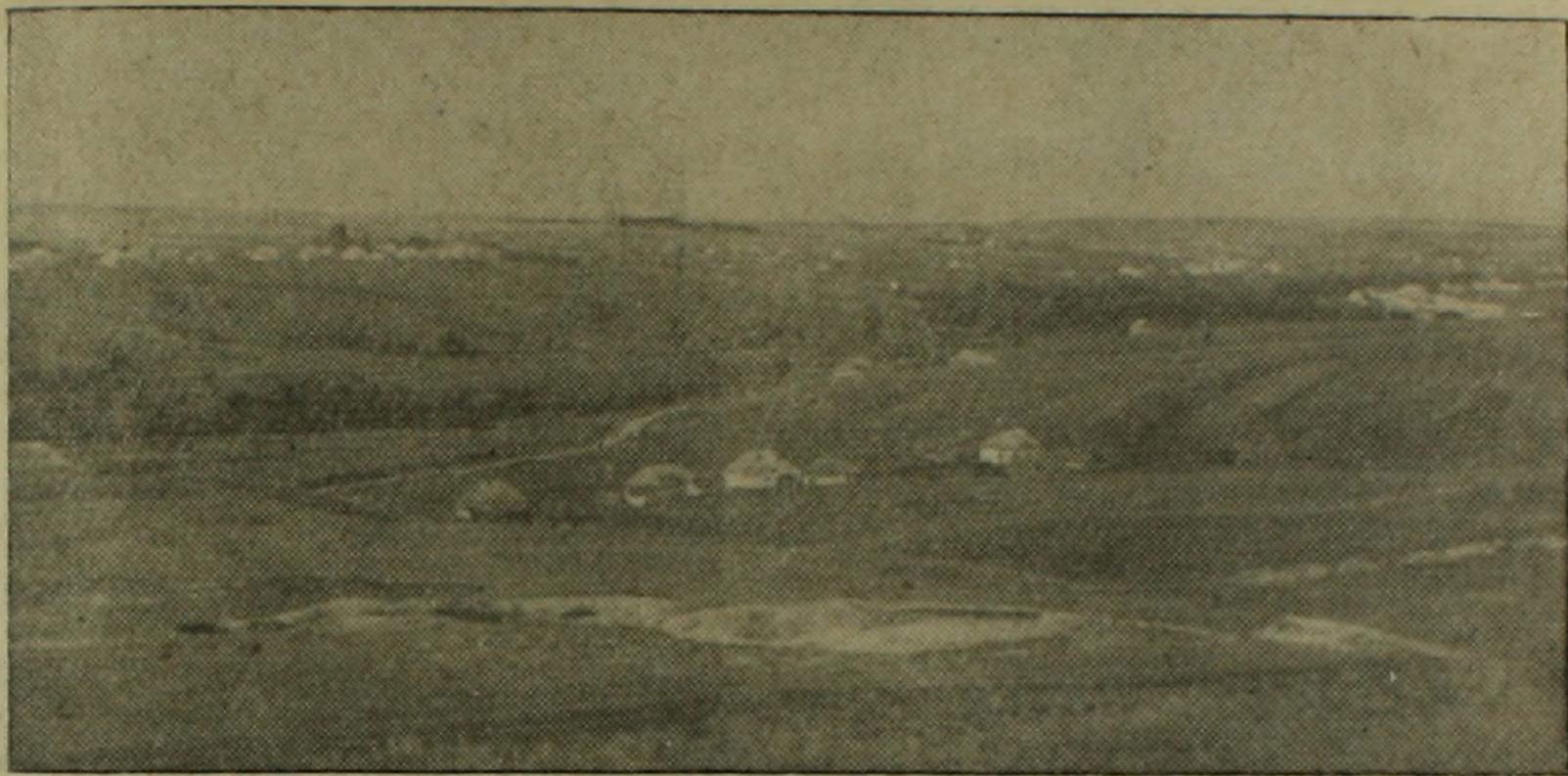
Исследованный район обнимает часть бассейна среднего течения р. Свапы в районе впадения в нее притоков: р. Усож (слева) и р. Чернь (справа), с правыми притоками последней — рр. Рясник и Речица. В основном изученный район представляет собой бассейн нижнего течения р. Чернь; длина ее на данном участке около 13 км при меридиональном направлении (фиг. 10).

* Цитировано по работе Я. С. Эдельштейна. Основы геоморфологии. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.

** Здесь расположено Михайловское м-ние железных руд. Р. II

Устье р. Чернь находится на абсолютной высоте около 159 м, а наивысшие точки водоразделов в пределах исследованного района имеют отметки до 230 м. Отметка поймы по северной рамке листа определена путем экстраполяции в 174 м. Падение реки в пределах изученного участка равно 1,1 м на 1 км, т. е. около 0,0011.

Геологическое строение района очень однообразное: здесь обнажаются лишь отложения альб-сеномана и частью апта.



Фиг. 9. Склоны долины р. Осколец в районе сел. Коробково.

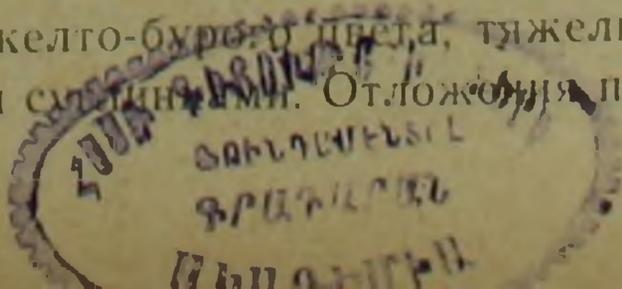
Альб-сеноман представлен песками, в основании белыми, а выше — желтыми; в верхах последних встречаются фосфоритовые стяжения. За пределами района к северу от него, в районе сел. Волково, среди песков встречаются прослойки и линзы светло-серых кварцитовых песчаников, местами весьма крепких, мощностью до 1,5 м. Эти песчаники, видимо, не представляют единый горизонт, а расположены на разных стратиграфических уровнях. Местами они слагают караваеобразные линзы.

В основании альбских песков на многих участках выходят родники. Водоупор представляют, видимо, аптские глины. Вследствие низкого гипсометрического положения, они почти всюду скрыты под делювием и аллювием.

Наибольшее площадное развитие имеют в исследованном районе четвертичные отложения, представленные чехлом покровных суглинков, а также делювиальными отложениями и пойменными образованиями.

Покровные суглинки представляют породы желто-бурого и палевого цвета золово-делювиального происхождения. Видимая мощность их достигает 7—8—10 м. Суглинки местами лессовидные, слагают вертикальные стенки высотой до 3—5 м. При размыве образуются характерные столообразные и пирамидообразные останцы. Местами заметна отчетливая слоистость; погребенные почвенные горизонты отсутствуют.

Делювиальные глины желто-бурого цвета, тяжелые, более плотные по сравнению с покровными суглинками. Отложения пойменной террасы



СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА МИХАЙЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(составил Н. К. Паффенгольц)

м. 500 0 0,5 1,0 1,5 2,0 2,5 3,0 км.

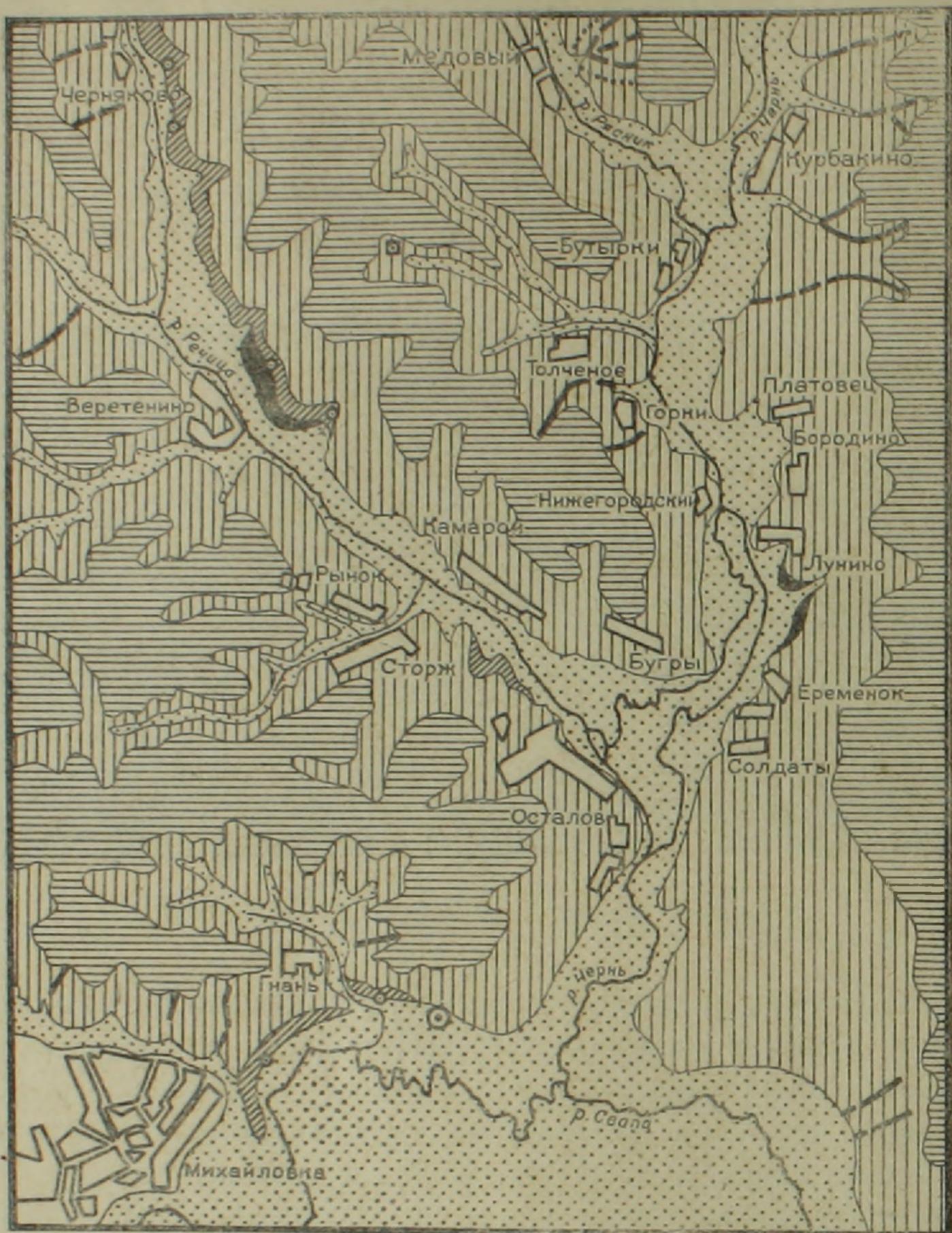
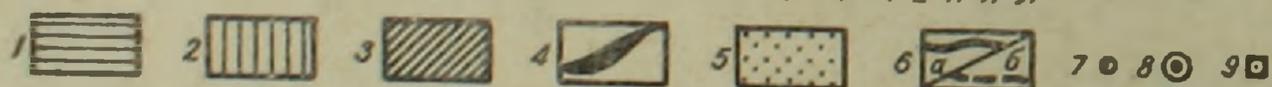


ТАБЛИЦА ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЛЬЕФА

Гекетический тип	Морфографический тип	Морфометрический тип
<i>Денудационно-аккумулятивный рельеф</i>	<i>Платообразный овражно-балочно-долинный</i>	<i>Среднерасчлененный полого-средне и крутосклон.</i>

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Фиг. 10. Денудационно-аккумулятивные формы: 1 — денудационные склоны и равнины, пологие склоны и водораздельные равнины, покрытые элювиально-делювиальными отложениями; 2 — денудационные склоны пологие, слабо выпуклые склоны, покрытые делювиальными плащами; 3 — денудационные склоны; преимущественно эрозионные склоны. Крутые и средние солнечные склоны, сложенные коренными породами, местами имеют незначительный делювиальный покров. В верхних частях склонов встречаются мелкие обвалы и осыпи; в нижних — аккумулятивные накопления (конусы выноса, шлейфы осыпей и т. д.). Аккумулятивные аллювиальные формы: 4 — Террасы рек Речицы и Черни; 5 — высокая пойма, 6 — развивающиеся овраги (а — активные, б — старые); 7 — родники; 8 — шурф; 9 — гидрогеологическая скважина,

представлены песками, глинами, илами и торфом. Вышележащая терраса (мощностью 3,5—4 м) сложена песками и глинами.

По геоморфологическому признаку район принадлежит южному подрайону Центрального района Средне-Русской возвышенности, характеризующемуся скульптурным рельефом. В генетическом отношении рельеф района относится к водно-эрозионному и водно-аккумулятивному типу, в морфографическом — к пластообразному овражно-балочно-долинному типу, а в морфометрическом — к среднерасчлененному, полого- и среднесклонному типу.

Долина р. Чернь характеризуется широкой пойменной террасой довольно равномерной ширины (до 0,9 км). У слияния р. Чернь с р. Свапой объединенная пойма значительно шире. Долина рр. Рясник и Речица несколько уже (до 0,5 км), лишь у слияния с ручьем Погарщина ширина пойменной террасы (долины) достигает 0,75 км.

Наиболее крупными боковыми логами являются: правые притоки р. Речицы — ручьи Погарщина, Веретенинский и Рынок; между устьями рр. Рясник и Речица в р. Чернь справа открывается лог Толченый. По левобережью долины р. Черни крупных логов не имеется, равно как и по левую сторону р. Речицы. Все вышеуказанные крупные логи обладают отчетливо выраженной пойменной террасой, сливающейся с террасой главных долин (Речицы и Черни). Ширина их около 100—200 м. Относительная высота пойменных террас рр. Речицы и Черни около 1 м.

Форма поперечного сечения главной долины и крупных боковых логов обычно трапецевидная, обусловленная наличием горизонтальной пойменной террасы и слабовыпуклых боковых склонов. Некоторые овраги — «притоки боковых логов» имеют V-образную форму.

Склоны обычно асимметричны, что обусловлено их разной экспозицией: солнечные склоны обычно являются более крутыми. Долины с равномерно освещенными склонами симметричны.

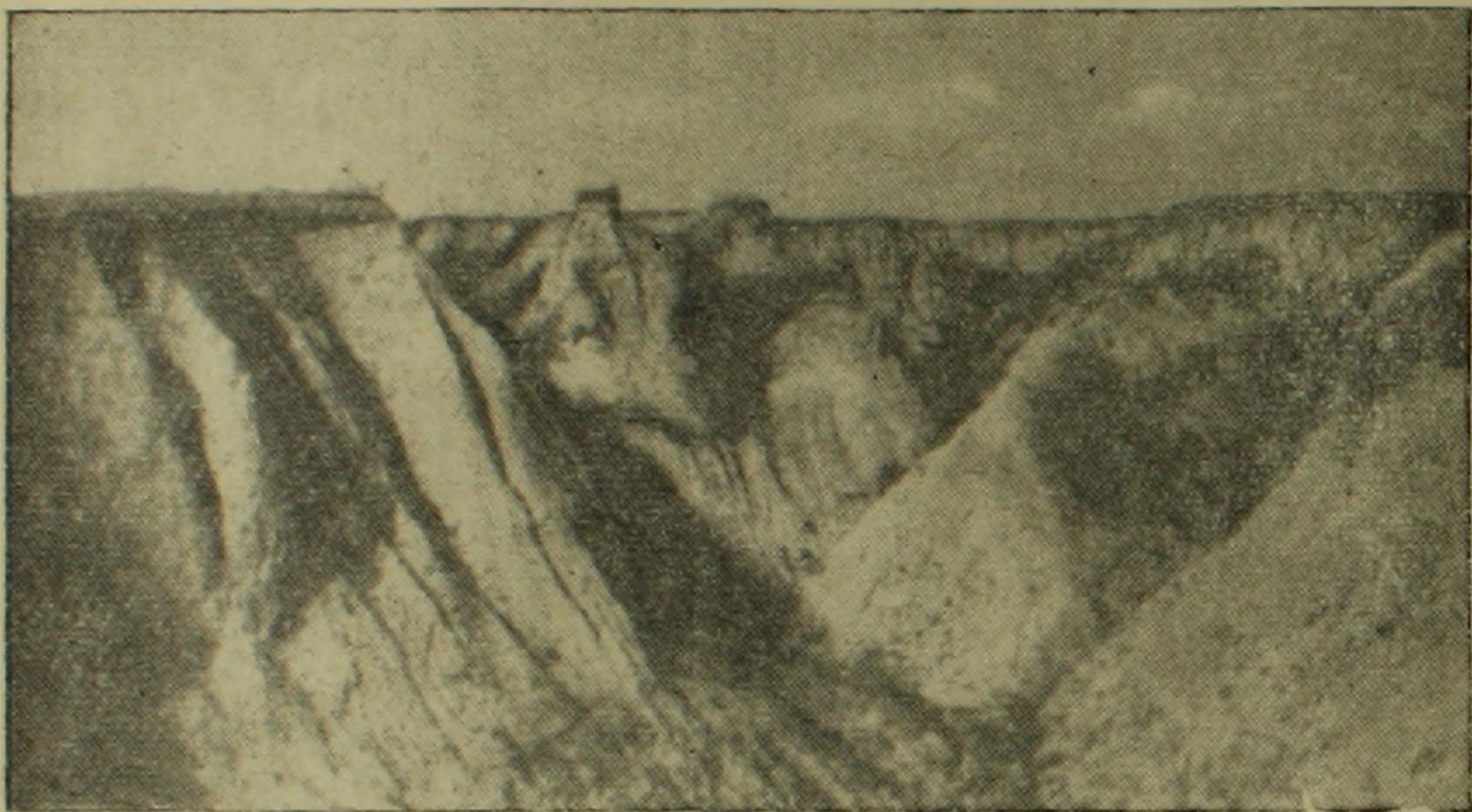
Форма склонов всего этого района обычно всегда слабовыпуклая, что также как и для района бассейна р. Осколец, согласно теории В. Пенка, говорит о возрастающей интенсивности эрозии и восходящем развитии рельефа, т. е. об эпейрогеническом поднятии этого района.

Перегибов на склонах нигде не отмечено, что обусловлено однородным литологическим составом (пески) коренных пород (альб-сеноман), а также равномерностью поднятий и врезаний данного района. Он характеризуется средней расчлененностью склонов, причем наиболее расчлененно правобережье р. Чернь (см. геоморфологическую карту) и, в частности, правобережье р. Речицы. Следует отметить, что в отличие от района бассейна р. Осколец, здесь овраги развиваются только в покровных породах (четвертичных), так как коренные породы представлены песками (хорошо фильтрующими).

Из особых форм размыва и выветривания в оврагах, сложенных лессовидными покровными суглинками, следует отметить вертикальные отдельности, столообразные, а также пирамидообразные останцы (фиг. 11).

Склоны долины и логов переходят в платообразные водоразделы путем постепенного выполаживания. Оползневых явлений нигде не наблюдается. Осыпи встречены лишь в незначительном количестве пунктов за пределами описываемой территории. Гораздо чаще наблюдаются делювиальные шлейфы, сложенные глинисто-песчаным материалом.

К современным физико-геологическим процессам на исследованной площади относятся заболачивание и оврагообразование.



Фиг. 11. Михайловка. Столообразные и пирамидообразные останцы в лёссовидных породах.

Как отмечалось выше, в основании альбских песков имеется водоносный горизонт, выклинивающийся в виде родников невысоко над пойменной террасой. Его воды питают пойменную террасу, на которой, в силу незначительного уклона долины реки, образуются заболоченные участки. Местами пойменная терраса покрыта густым кустарником (ива, верба и др.).

Современные овраги образуются на участках, сложенных делювиальными суглинками как на бортах некоторых логов, так и в их верховьях. На склонах, сложенных коренными породами (песками альб-сеномана), образований оврагов не наблюдается, что обусловлено их литологическим составом (быстрая фильтрация).

Ширина долины на уровне верхней части пологого склона от 1,5 (долина р. Речица) до 3 км (долина р. Черни). Ширина же пойменных террас была указана выше (соответственно 0,5 км и 0,9 км).

Направление долины р. Черни почти меридиональное, направление левых притоков широтное, а правобережных—северо-западное. Залегание пород горизонтальное.

Продольный профиль главной долины очень пологий (0,001), плавный. Сопряжение боковых логов с главной долиной согласованное.

Кроме пойменной террасы, в исследованном районе встречаются местами остатки более высокой второй террасы (мощность 3,5—4 м), а за пределами его, выше сел. Черняково, была встречена еще и промежуточная терраса (1,5 м), занимающая незначительную площадь.



Фиг. 12. Михайловка. Терраса по левому берегу р. Речица у сел. Веретенино.

Вторая терраса была встречена по р. Речица против сел. Веретенино (фиг. 12), по левому берегу р. Черни у сел. Лунино и вне пределов исследованного района у сс. Волково и Черняково. Всюду она занимает крайне незначительные площади. Эти наблюдаемые местами клочки более высокой террасы являются, вне сомнения, локальными, обусловленными подмывом устьевых конусов выноса боковых притоков меандрирующим руслом главной реки и врезанием ее в накопленные аллювиальные наносы, поверхность которых и остается тогда по берегам русла в виде террас до того места, до которого сказывалось влияние местного базиса эрозии.

Морфометрические данные террас: 1. Высота промежуточной террасы — 1,5 м, второй — 3,5 и 4 м.

2. Ширина террас: пойменной—0,5—0,9 км; второй—до 100 м, длина второй террасы до 1 км.

Морфологические данные: поверхности террас ровные; пойменная терраса заболочена, местами наблюдаются заросшие старицы, а также небольшие озера.

Уступы террас крутые или обрывистые, местами расплывчатые и размывные.

Остатки второй террасы наблюдаются обычно против излучин реки. Террасы врезаны в коренные породы альб-сеномана.

Возраст пойменной и вышележащей террасы на основании региональных сопоставлений можно считать соответственно $Q_{IV} a1_1$ и $Q_{III} a1_2$, т. е. они моложе калининского века.

Район богат лиственными лесами, занимающими верховья некоторых логов и части водоразделов. По левобережью низовья р. Черни развиты хвойные леса.

Лаборатория гидрогеологических проблем

им. Ф. П. Саваренского АН СССР

г. Москва

Поступила 24.I. 1961.

Ն. Կ. ՊԱՖԵՆԳՈԼՅ

ԿՈՒՐՍԿԻ ՄԱԳՆԻՍԱՅԻՆ ԱՆՈՄԱՂԻԱՅԻ ՇՐՋԱՆԻ ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԸ ԵՎ ԳԵՈՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Կուրսկի մագնիսային անոմալիայի շրջանը գտնվում է ՌՍՖՍՌ Կուրսկի և Բելգորոդի մարզերի սահմաններում. այն զբաղում է մոտավորապես 50 հազ. քառ. կմ մակերես (նկ. 1):

Կուրսկի մագնիսային անոմալիայի տերիտորիայում շորրորդական դարաշրջանում գերակշռում էին կոնտինենտալ սլայմանները և լայնորեն զարգանում էին դենուդացիոն պրոցեսները: ԿՄԱ-ի շրջանը գտնվում է մաքսիմալ սառցապատման Դոնի և Դնեպրովյան հատվածների միջև (նկ. 2) և այդ իսկ պատճառով այդ շրջանում սառցադաշտային առաջացումները բացակայում են: Շրջանի շորրորդական նստվածքները ըստ առաջացման սլայմանների ստորաբաժանվում են՝ սառցաոդոդային, էլյուվիալ-դելյուվիալ, էոլա-դելյուվիալ տարբերակների, իսկ ըստ հասակի՝ հնագույն, միջին և նորագույն շորրորդական առաջացումների:

Հնագույն շորրորդական նստվածքները ներկայացված են գլխավորապես էլյուվիալ-դելյուվիալ մուգ գորշ գույնի կավաավազներով, որոնք պարունակում են երեք միջսառցադաշտային ժամանակաշրջաններին համապատասխանող թաղված հողերի մինչև երեք հորիզոններ: Այս կավաավազներն աններդանակորեն ծածկված են սառցաոդոդային առաջացումներով (զանազան ավազներ, երբևէն թեք շերտավոր). նրանց հզորությունը կազմում է 8—10 մ: Դնեպր և Դոն գետերի ավազանների ջրբաժանում, Խարկովից դեպի հյուսիս, մասնավորապես Ստարի Օսկոլի շրջանում հնագույն դարատափերը բացակայում են:

Միջին շորրորդական նստվածքները ներկայացված են 4—25 մ հզորության կարմրա-դարչնա-գորշագույն, խիտ, ծանր կավաավազներով: Տեղադրված են սրանք սառցաոդոդային առաջացումների խիտ անհարթ մակերեսի վրա:

Նորագույն շորրորդական կուտակումները ներկայացված են մինչև 10 մ հզորության սպիտակավուն-վարդագույն, կապտա-գորշագույն և գորշագույն, հաճախ լյուսանման կավաավազներով: Կավաավազների այս երկու տիպերը լայնորեն տարածված են ԿՄԱ-ի ամբողջ տերիտորիայում. նրանք տեղադրված են համատարած ծածկոցի ձևով. ծածկում են ջրբաժանները և իջնում հովիտ-

ների ու բալկաների լանջերով, շանցնելով միայն ցածրադիր դարատափերին, գետահովիտներին և բալկաների թալվեզներին: Վերջինները կազմված են տարատեսակ ալյուվիալ-պրոլյուվիալ նստվածքներից. գետահովիտային նստվածքները հաճախ անցնում են ճահճա-տորֆային առաջացումների:

ԿՄԱ-ի տերիտորիան գրավում է Միջին Ռուսական բարձրության հարավային մասը, Դնեպր և Դոն գետերի ջրբաժանը և ներկայացնում է իրենից գետահովիտներով, բալկաներով և ձորակներով մասնատված ոչ բարձր թմբապատ հարթություն: Մասնատվածության երկարությունը 1 քառ. կմ համար կազմում է 0,6—1,2 կմ: Բարձրության բաղարձակ նշանները տատանվում են 150-ից մինչև 310 մ սահմաններում, իսկ հարաբերականները՝ հասնում են 180—200 մ:

Բարձրության հարավային (ուսումնասիրված) լանջը երկար և զառիկող է. ծառանման գետային ցանցը համեմատաբար թույլ է ճյուղավորված: Հարավում գերակշռում են միջօրեականի ուղղության լայն անհամաչափ հովիտները:

Չորրորդական դարաշրջանում ԿՄԱ-ի տերիտորիայի ռելիեֆի զարգացման պայմանները որոշող հիմնական գործոններն են հանդիսացել Ռուսական պլատֆորմի այս մասում տեղի ունեցող ուղղաձիգ տատանողական շարժումները, որոնք պայմանավորել են էրոզիայի բազիսի պարբերական փոփոխություններն, ինչպես նաև սառցապատման դարաշրջանների հերթափոխումը միջսառցադաշտայիններով. սրանով է որոշվում ջրի այն զանգվածը, որն ազդում է ռելիեֆի վրա և լվացվող նյութի այն քանակությունը, որը հետագայում առաջացնում է համապատասխան դարատափեր: Բացի դրանից, գետահովիտների առաջացման ընթացքում մեծ դեր են կատարել նաև երրորդական ծովի նահանջը (ռեգրեսիան), կարստային և սուֆոզիոն պրոցեսները:

Միջին Ռուսական բարձրության նկարագրվող մարզը, ըստ այս կամ այն տիպի ռելիեֆի գերակշռության և տարածության մեջ նրանց զուգակցման ու հարաբերակցության, բաժանվում է հինգ գեոմորֆոլոգիական շրջանների (տե՛ս նկ. 3): Մեր ուսումնասիրություններով ընդգրկած Օսկոլեց գետի ավազանի և Միխայլովկա գյուղի շրջանի տեղամասերը համապատասխանաբար դասվում են Հարավային շրջանի Մերձդոնյան ենթաշրջանին (Օսկոլեց գետի ավազան) և Կենտրոնական շրջանի հարավային ենթաշրջանին (Միխայլովկա գյուղի շրջան):

Հարավային ենթաշրջանի տերիտորիայով անցնում է Գլխավոր Աեծովա-Կասպիական ջրբաժանը, որը ներկայացնում է խոշոր ալիքավոր ռելիեֆից կազմված, հովտա-բալկային և ձորակային ցանցով խիստ մասնատված մի բարձրադիր սարավանդ: Տափարակ միջագետքերում հանդիպում են «տափաստանային պնակներ»:

Ենթաշրջանը կազմված է դեռնի, մեզոզոյի և չորրորդական հասակի ապարներից. ձորակների զարգացմանը նպաստում են՝ լյոսանման կավաավազների մեծ հզորությունը, կլիմայական պայմանները, լանջերի զառիթափությունը, էրոզիայի բազիսի դիրքը:

Մերձդոնյան ենթաշրջանը տեղադրված է Օսկոլեց գետի միջօրեական ուղղություն ունեցող հատվածից դեպի արևելք: Այստեղ գերակշռում է բարձրադիր, խիստ մասնատված հարթավայրը մակերեսին մոտ տեղադրված կարստացած կավճով և մերգելներով, որոնք ծածկված են ավազների, ավազաքարերի և կավաավազների փոքր հզորության շերտերի մեկուսացած տեղամասերով: Խոշոր-

բլրավոր ուղիքի ֆոնի վրա անջատվում է հովտա-բալկային և ձորակային խիտ ցանցը:

Օսկուեց և Չերն գետերի ավազաններում (Միխայլովկա գյուղի շրջան) բարձրագույն դարատափերի բացակայությունը (բացառությամբ մեկուսացածների) վկայում է այն մասին, որ այս շրջանն ամբողջ շորրորդական շրջանի ընթացքում ենթարկվել է անընդհատ համաչափ էպիյրոզեն բարձրացման և թույլ է տալիս նշելու ներիորման մեկ էտապի առկայությունը:

Չորակների առաջավոր մասը կավճային ապարների տարածման գոտում զարգանում է հիմնականում գրունտային ջրերի ելքերի և մասամբ մակերեսային հոսքի հաշվին, այսինքն սուֆոզիոն եղանակով:

Հետաքրքրական է նշել, որ լանջերի անհամաչափությունը ցայտուն է արտահայտված՝ արևելյան լանջերը քայքայվում են ավելի արագ և այդ բացառությամբ է նրանց կողմնորոշ դիրքով — զուցադրումով:

Մագման տեսակետից շրջանի ուղիքը դասվում է ջրա-էրոզիոն և ջրակուտակումային սկոլայտուրային տիպին, մորֆոգրաֆիական տեսակետից՝ սարավանդային ձորակա-բալկա-հովտային և մորֆոմետրական տեսակետից՝ միջակ մասնատված, զառիկող և միջաթեք լանջային տիպին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Барановская З. Н., Дик Н. Е. Геоморфологический очерк левобережья р. Сейма к югу от гор. Курска. „Землеведение“, т. 36, вып. 2, М., 1934.
2. Геология СССР. Том VI (Воронежская и смежные области). М., Госгеолиздат, 1949.
3. Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы бассейна Дона. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XVII, № 6, 1939.
4. Даньшин Б. М. Геологические исследования в восточной половине 45-го листа Европейской части СССР (Львовский округ). Изв. глав. геол.-разв. упр., т. 50-вып. 41. Геол. изд-во, 1931.
5. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 8, М.—Л., изд-во АН СССР, 1949.
6. Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952.
7. Penck, Walther. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart, 1924.

ВУЛКАНОЛОГИЯ

А. Х. МНАЦАКАНЯН

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА
СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Область развития верхнемеловых отложений северной Армении охватывает значительную часть междуречья *pp.* Барана, Агстев и Ахум.

Согласно палеогеографической схеме верхнемелового периода развития Малого Кавказа, разработанной В. П. Ренгартенем [7], отложения верхнего мела северной части Армянской ССР приурочены к Прикуринской геосинклинальной зоне, Иджеванскому поперечному прогибу Сомхето-Карабахского поднятия и частично—Севано-Курдистанской геосинклинальной зоне.

Детальные стратиграфические исследования верхнемеловых образований указанной области выполнены А. А. Атабекяном, выделившим в их составе следующие стратиграфические единицы: альб, сеноман, верхний турон—нижний коньяк, верхний коньяк—нижний сантон, верхний сантон, кампан и маастрихт.

Турон-коньяк-нижнесантонский, отчасти верхнесантонский этапы развития геосинклинального бассейна характеризуются интенсивными вулканическими явлениями, приведшими наряду с поступлением терригенного материала к образованию вулканогенно-осадочной толщи, протягивающейся от *сел.* Кохб-Ноемберян на севере до *сел.* Иджеван на юге (фиг. 1).

Нами в течение 1958—1959 гг. был изучен ряд разрезов этой толщи в районах *сс.* Кохб, Котигюх, Саригюх, Ачаджур, Хаштарак, Иджеван, которые выбирались как с учетом обнаженности, так и возможности проследить строение вулканогенной серии от ее основания до самых верхних горизонтов и перекрывающих пород.

Возрастное расчленение разрезов для междуречья *pp.* Барана и Агстев проводилось по стратиграфической схеме А. А. Атабекяна.

Сравнительная характеристика разрезов и строение
верхнетурон-сантонской вулканогенно-обломочной толщи

В период, охватывающий верхний турон—нижний коньяк, вулканические проявления носили еще эпизодический характер и не прерывали в общем нормального хода осадконакопления.

Максимальная мощность отложений этого возраста достигает 150 м в окрестностях *сел.* Ачаджур, минимальная (*сел.* Достлу) — 15 м. Они

представлены разнообразными туфопесчаниками, туффитами, известняками. В Ачаджурском разрезе песчаники включают 20-метровый поток долеритовых порфиритов, а выше песчаников залегает 30-метровый покров туфов андезито-дацитового состава.



Фиг. 1. Схематическая карта развития верхнемеловых эффузивов северной Армении. 1 — туфобрекчии и порфириты основного и среднего состава (коньякнижний сантон). 2 — порфириты основного и среднего состава (верхний сантон). 3 — кислые эффузивы и их туфы (верхний сантон). 4 — месторождения агата и марганца.

Активные вулканические процессы отмечаются в верхнем коньякнижнем сантоне. Вулканогенная свита этого возраста протягивается в северо-западном направлении почти непрерывной полосой. При прослеживании ее с северо-запада на юго-восток и далее на юг, по среднему течению р. Агстев, устанавливается уменьшение мощности от 850 м в Кохбе-Калаче до 110 м в Иджеване.

Свита сложена преимущественно туфобрекчиями основного и среднего состава, потоками порфиритов, прослоями и линзами песчаников, туфоконгломератов, реже известняков.

Количественные соотношения пирокластических и лавовых разностей непостоянны и колеблются в различных разрезах и на разных горизонтах одного и того же разреза.

Нижние горизонты северного—кохбского—разреза (850 м) сложе-

ны в основном туфобрекчиями с отдельными горизонтами туфоконгломератов, маломощными (8—10 м) потоками базальтового состава и небольшими линзами туфолесчаников. В средней части разреза возрастают мощности отдельных потоков (20—45 м); при переходе к более высоким горизонтам количество лавового материала увеличивается до почти полного исчезновения пирокластики.

В центральных и южных разрезах обломочные разности постоянно преобладают над лавовыми. В разрезе сел. Котигюх (420 м) это главным образом лавовые брекчии основного состава, в Саригюхе (550 м) и Ачаджуре (620 м) — туфовые брекчии. Несколько особое место занимает хаштаракский разрез (510 м), сложенный в нижней части покровными лавами с участием промежуточных лавовых брекчий, иногда песчаников, а в верхней — туфобрекчиями, включающими ряд небольших потоков базальтового состава. В Иджеване в сложении толщи (110 м) значительную роль играют уже туфопесчаники с туфобрекчиями и туфоконгломератами; потоки порфиритов крайне редки.

Таким образом, при сопоставлении данных по разрезам обнаруживаются значительные фациальные изменения толщи, связанные с сокращением количества лавового материала с убыванием мощностей и постепенным замещением вулканических образований накоплениями смешанного осадочно-вулканогенного характера (туфопесчаники, туфоконгломераты).

Подобная смена фаций отмечалась в работах К. Н. Паффенгольца, В. В. Тихомирова, А. Т. Асланяна, А. А. Атабекяна, М. А. Сатиана. Вместе с тем петрографический состав вулканических продуктов на всем протяжении толщи обладает известным постоянством.

Изменение состава продуктов извержений наблюдается в вертикальном направлении и выражается в смене базальтовых потоков андезитовыми и андезито-базальтовыми и последних вновь базальтовыми (Кохб).

Среди разнообразных продуктов вулканической деятельности поздний коньяк — раннесантонского времени существенную роль играют обломочные образования, представленные туфовыми и лавовыми брекчиями, реже туфами.

Туфобрекчии представляют массу слабоокатанных, угловатых обломков разнообразных порфиритов, сцементированных туфовым и терригенным материалом, чаще количественно преобладающим над включениями. Размеры обломков — 5—6 см до глыб в 0,5 м в поперечнике. Вследствие сравнительно слабой цементации при выветривании поверхность породы приобретает комковатое строение. Для туфобрекчий характерны грубая слоистость и отдельность по типу матрацевидной, частая перемежаемость с небольшими линзами песчаников, сходных по минералогическому составу, как это установлено М. А. Сатианом, с цементом брекчий.

Обычно никакой определенной закономерности в распределении обломков туфобрекчий по степени окатанности, составу и сортировке, не наблюдается. Сравнительно редко отмечается смена грубообломочных туфобрекчий по мощности более мелкообломочными разностями и далее туфопесчаниками, на которые обычно налегают потоки порфиритов (Ачаджур).

Встречающиеся среди туфобрекчий отдельные пласты и линзы конгломератов прослеживаются по простиранию не более, чем на 15—20 м. Обломки в составе туфоконгломератов отличаются сравнительно меньшими размерами (3—5—7 см).

Появление пластов конгломератов и песчаников среди туфобрекчий следует, видимо, связывать с некоторым ослаблением вулканической деятельности, когда создавались условия для перемыва и перераспределения обломочного материала. Об этом свидетельствует также нахождение остатков фауны (рудистов) в цементе туфоконгломератов (Кохб).

Среди обломочной части туфобрекчий преобладают миндалекаменные (цеолитовые и цеолит-хлоритовые) разности, что может служить указанием на значительные по количеству выбросы шлакового материала в процессе вулканической деятельности.

Происхождение аналогичных туфобрекчий обычно связывают с отложениями грязевых потоков и возникновением «каменных рек» [5]. Эти представления приемлемы и для объяснения происхождения туфобрекчий верхнемеловой толщи северной Армении, хотя в последнем случае следует отводить сравнительно большую роль процессам водного переноса (наличие конгломератов).

Образование туфобрекчий шло в подводных морских условиях путем постепенного накопления грубообломочного материала на склонах вулканических островов, возникших вокруг отдельных центров извержений. Постепенно сползая вниз, материал этот отлагался в прибрежных мелководных условиях, цементируясь наряду с туфовым, также терригенным материалом.

Выбросы рыхлого обломочного материала чередовались, несомненно, с периодическими излияниями лавы, застывающей в виде небольших потоков.

Лавовые брекчи имеют сравнительно ограниченное развитие, но образуют иногда самостоятельные покровы, мощностью до 60 м. В Хаштараке они встречаются сравнительно небольшими участками, разделяющими отдельные потоки. Лавобрекчи состоят из включений разнообразных размеров (7—12 см) и формы, часто неяснооконтуренных, как бы расплывающихся в цементирующей лавовой массе. Характерной особенностью этих образований является сходный петрографический состав включений и цемента; наблюдаемые между ними различия сводятся к некоторым структурным особенностям и выражаются в большей кристалличности цементирующей массы (Котигюх), или в мандельштейновом облике обломков (Хаштарак, Котигюх).

Туфы встречаются редко и представлены небольшими прослоями (0,5—1 м) среди туфобрекчий и туфопесчаников. Они имеют чаще всего кирпично-красную окраску и состоят из резко угловатых обломков порфиритов и стекловатой массы, сильно пропитанных водными окислами железа.

Среди лавовых образований различаются покровы и потоки, линзовидные тела, дайки, пластовые залежи, субвулканические образования.

Первые из них (покровы и потоки) при сравнительно небольшой мощности (20—25 м) имеют значительную протяженность (3—3,5 км) по простиранию. Наибольшие мощности (40—45 м) наблюдаются у лавовых покровов, сложенных андезито-базальтовыми (Кохб) и долеритовыми (Ачаджур, Хаштарак) порфиритами. Покровные образования развиты в средних и верхних горизонтах кохбского разреза, в верхах котигюхского и ачаджурского, преобладают в хаштаракском. Отдельность их столбчатая или призматическая. Плоскости ограничения лавовых потоков неровные, извилистые, но следуют одна за другой более или менее параллельно.

Потоки и покровы часто сопровождаются в своих верхних частях незначительной по мощности мандельштейновой оторочкой, связанной постепенными переходами с основной частью лавового тела.

Сложены потоки и покровы главным образом долеритовыми, реже андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами.

Породы, аналогичные по составу покровам, наблюдаются также в виде пластовых залежей, встречающихся в самых верхних горизонтах толщи (Кохб, Котигюх). Мощно-

сти их достигают 40—60 м. Морфология залежей зачастую довольно сложна—это ряд маломощных пластовых тел, соединяющихся между собой дайкообразными телами и разделенных туфобрекчиями или миндалекаменными порфиритами. Весьма типична для них правильная параллелипипедальная, призматическая отдельность с нормальным к плоскости ограничения залежи расположением призм.

Линзовидные тела, не превышающие обычно в мощности 5—13 м, залегают в виде коротких, слепо заканчивающихся лавовых «языков» среди туфобрекчий. Им свойственна мелкоглыбовая, иногда совершенно неправильная отдельность.

Такие образования характерны для саригюхского разреза, низов всех остальных. Сложены они преимущественно базальтовыми порфиритами, часто миндалекаменной текстуры.

Дайки залегают обычно в низах толщи, среди туфобрекчий. Это некрупные тела, мощностью 5—6 м, прослеживающиеся на 25—30 м. Имеют плитчатую или столбчатую отдельность с горизонтальным расположением отдельных столбов. Сложены дайки полнокристаллическими разновидностями базальтов—оливиновыми диабазами или долеритовыми порфиритами.

Кроме даек и пластовых залежей в строении вулканогенной серии принимает участие группа субвулканических образований андезитового состава (район сс. Котигюх и Кущи-Айрум). Морфология их остается невыясненной. На г. Шор-Ахпюр андезитовые порфириты образуют дайкообразное тело с четкой столбчатой отдельностью. Ширина его—400 м, в длину протягивается на 1 км. К северу и северо-западу от г. Шор-Ахпюр те же породы слагают вершины Шиш-тапа, Азнакар, Карагрыгаш. Выходы их имеют изометричные в плане очертания. Такие же в плане очертания имеет субвулканическое тело в окрестностях сел. Кущи-Айрум.

С позднесантонским временем в северной части исследованной территории (р-н сел. Кохб, в полосе сс. Котигюх-Алпаут) связаны извержения вулканических продуктов кислого состава, среди которых преобладают липаритовые лавы. Пирокластические разности залегают в основании мощных потоков или пластуются с ними. Мощности потоков липаритов достигают 100—110 м (Кохб) и 50—80 м (Котигюх-Алпаут) при длине 3—3,5 км.

Последовательность извержения кислых пород намечается в каждом районе их развития по-разному, но обычно выбросы рыхлого и обломочного материала, образование агломератов и туфов, предшествуют излияниям массивных лав.

В районе вершин Уч-гюль и Гюгарчин между туфами и мощными потоками липаритов залегают стекловатые обсидиан-перлиты в виде небольших потоков, мощностью 8—12 м.

В заключительную стадию верхнесантонского вулканизма происходили экструзии липаритов, образование куполов Гюзан, Гюгарчин, Кзыл-кая.

Развитие среди кислых вулканических продуктов таких пирокластических образований как туфы, туфолавы, агломераты, отсутствие среди них нормально-осадочного материала могут указывать на субаэральные условия извержений.

В кампанское время участки развития кислых лав и куполов, судя по литофациям перекрывающих их отложений (рифовые и биогенные известняки) представляли собой подводные поднятия (М. А. Сатиан, 1960).

Сравнительно слабые вулканические проявления на тех же участках отмечаются в нижнем кампане, где шло образование витрофировых и кристаллокластических туфов.

В среднем течении р. Агстев верхнесантонские отложения переходят от рудистовых известняков (Иджеван, Хаштарак) к туфопесчаникам (Севкар, Ачаджур) и далее к мощным потокам разнообразных порфиритов (Саригюх). Соответственно указанным переходам увеличиваются мощности отложений этого возраста от 30 м (Иджеван) до 530 м в Саригюхе.

В основании эффузивных образований района сел. Саригюх залегают кварцевые диабазы и андезитовые порфириты, прослаиваемые мало-мощными пластами пелитоморфных известняков. Выше по разрезу следуют миндалекаменные порфириты, содержащие миндалины (0,5—2—3 см) и крупные жеоды (12—13 см) с халцедоном, агатом и аметистом (месторождения Керци-ус, Илики-дзор и др.).

На них залегают андезито-базальтовые порфириты, сменяющиеся в свою очередь песчанистыми известняками. Среди последних и выше них залегают тонкие потоки долеритовых порфиритов. Песчанистые известняки содержат ряд пластообразных тел марганцевых руд. Среди известняков и долеритовых порфиритов встречаются также гнезда руды и рудные брекчированные участки.

Результаты изучения лавовых образований верхнесантонского возраста в районе сел. Саригюх дают право считать, что вулканические явления в этот промежуток времени выражались спокойными мощными излияниями в подводных условиях. В пользу этого говорят следующие их особенности:

1. Переслаивание лавовых, массивных продуктов извержений с известняками и песчаниками, отсутствие пирокластических пород.

2. В кварцевых диабазах и андезитовых порфиритах наблюдается иногда шаровая отдельность с концентрически-скорлуповатым сложением отдельных шаров и агатовыми, яшмовыми прожилками в промежутках между ними.

3. На некоторых горизонтах андезитовые порфириты претерпевают гальмиролитические изменения с переходом в породы типа гиляби (килоподобные глины).

Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика продуктов вулканизма

Петрографический состав продуктов верхнемеловой вулканической деятельности исследованной территории варьирует в широких пределах от базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов до липаритовых порфиров и их пирокластических разностей.

В составе эффузивных пород коньяк-нижнесантонского возраста преимущественное развитие имеют базальты, сравнительно ограничены

Название породы	Вкрапленники	Основная масса	Структура	Характерные особенности и примечание
Базальтовые порфириты	Плагиоклаз, оливин, моноклин, пироксен.	Стекло, плагиоклаз, рудный минерал, моноклин, пироксен	Порфировая; основная масса—гиалопилитовая, микроделеритовая	По оливину сохранились лишь полные псевдоморфозы хлорита, серпентина, иддингита. Части миндалин, выполненные хлоритом и цеолитами.
Долерит-порфириты	Плагиоклаз, оливин, моноклин, пироксен. Оливин	Плагиоклаз, моноклин, пироксен, рудный минерал	Порфировидная, порфировая; основная масса—долеритовая, призматически-зернистая	Оливин свежий; интерстиции в основной массе выполняются хлоритом, анальцимом, палагонитом; в миндалинах—хлорит, цеолиты
кварцевые Диабазы	Плагиоклаз, хлоритовые псевдоморфозы по темноцветн. минералу, кварц, мезостатит	Стекло, плагиоклаз, рудный минерал, моноклин, пироксен	Диабазовая	Приурочены к ниж. и сред. частям потоков андезит-порфиритов. Плагиоклаз по зонам хлоритизируется. В дайках части крупные миндалины с цеолитом и хлоритом.
	Плагиоклаз, оливин, моноклин, пироксен		Порфировидная, диабазовая, призматически-зернистая	
Мандельштейновые порфириты	Плагиоклаз; моноклин, пироксен, оливин Плагиоклаз	Стекло, плагиоклаз, рудный минерал, моноклин, пироксен	Текстура—миндалекаменная; основная масса—гиалопилитовая, витрофировая	Миндалины составляют 20—25% породы, сложены лучистыми цеолитами (натролит, томсонит) анальцимом. Стекло пропитано окислами Fe.
Андезит-базальтовые и андезитовые порфириты	Гиперстен, плагиоклаз (иногда энстатит)	Стекло, плагиоклаз, рудный минерал, моноклин, пироксен	Порфировая; основная масса—гиалопилитовая, реже пилотакситовая	Разновидность с энстатитом и клино-энстатитом встречается в Саригюхском разрезе.
	Моноклин, пироксен, гиперстен, плагиоклаз			Составляют сред. часть разреза верхнего саятона р-на с. Саригюх.
	Роговая обманка, плагиоклаз			Встречены в коньяке-п. саятоне р-на с. Кохб.
	Плагиоклаз			Слагают крупные дайки и субвулк. тела в р-не с.с. Котигюх и Куши-Айрум.
Андезитовые и андезитодациитовые порфириты	Плагиоклаз, хлоритовые псевдоморфозы по темноцветным	Раскристаллизованное стекло, рудный минерал, плагиоклаз	Порфировая; основная масса—гиалопилитовая	Залегают в основании разреза верхнего саятона р-на с. Саригюх; образуют постепенные переходы между собой.
Дациитовые порфиры	Плагиоклаз, роговая обманка	Стекло, кристаллиты, плагиоклаз, рудный минерал	Порфировая, основная масса—витрофировая—флюидальная, микрофельзитовая	Известны из окрестностей с. Лалигюх
Липаритовые порфиры	Биотит, плагиоклаз	Раскристаллизованное стекло, альбит, рудный минерал, кристаллиты	Порфировая; основная масса—стекловатая, фельзитовая, микрофельзитовая, стекловатая с перлитовой отдельностью	Слагают купола Гюазан, Гюгарчин, Кзыл-кая; в некоторых разностях плагиоклаз альбитизирован или замещается К-шпатом
	Кварц, плагиоклаз			Слагают г. Карачай; наряду с вкрапленниками кварца присутствуют его обломки.

андезито-базальты и андезиты. Последние получают исключительно широкое развитие в верхнем сантоне района сел. Саригюх.

Породы базальтовой группы включают ряд разновидностей, отличающихся по структурным признакам, составу вкрапленников и основной массы, количественному их соотношению (табл. 1).

В отличие от базальтов, среди пород андезито-базальтовой и андезитовой групп почти полностью отсутствуют структурные различия. По характеру вкрапленников темноцветных минералов здесь выделяются разновидности, приведенные в табл. 1.

Кислые вулканические породы верхнего сантона имеют однообразный состав вкрапленников и основной массы, а в структурном отношении отличаются лишь по степени раскристаллизации первоначально стекразновидности, приведенные в табл. 1.

По химическому составу породы верхнемеловой вулканогенной толщи относятся к нормальному известково-щелочному ряду.

Группа пород основного состава характеризуется по сравнению со средними типами Дэли повышенным содержанием Al_2O_3 , CaO и суммы FeO и Fe_2O_3 , пониженным содержанием MgO, что вполне согласуется с особенностями минерального состава и характером вторичных изменений этих пород. (фиг. 2).

Химический состав кислых продуктов обладает постоянством и не обнаруживает значительных отклонений от средних риолитов Дэли. Количество SiO_2 колеблется в пределах 69,20—71,5%, резко возрастая до 77,79% в липаритовых кварцевых порфирах. Соотношения щелочей непостоянны, но в целом характеризуются преобладанием Na_2O над K_2O .

Изменение химического состава верхнемеловых вулканических образований во времени отображено на вариационной диаграмме (фиг. 2).

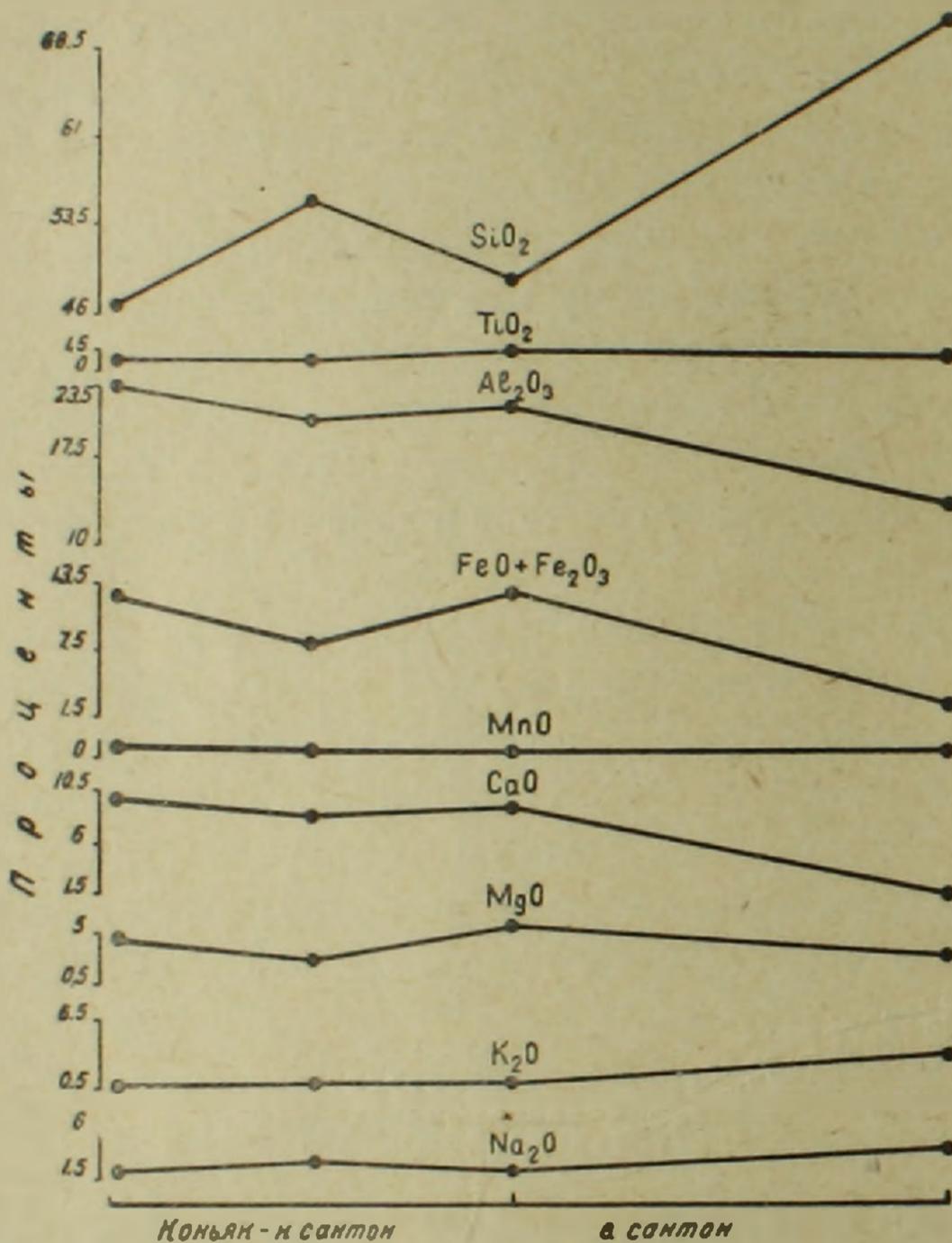
О центрах извержений

Вопрос о расположении центров вулканической деятельности и характере вулканических извержений в течение коньяка—раннего сантона за недостаточностью данных не может быть еще разрешен окончательно. В этом отношении некоторый материал может дать анализ распределения мощностей и фаций вулканогенной свиты, изучение секущих тел—даек—возможных корней излияния порфиритов.

Как уже отмечалось, мощность свиты убывает с север—северо-запада на юго-восток, при этом участки наибольших мощностей (Кохб, Ачаджур, Хаштарак) характеризуются преобладающим развитием чисто вулканического материала (туфобрекчии и порфириты), сменяющегося в участках малых мощностей (Иджеван) смешанным вулканогенно-осадочным. Подобное распределение мощностей связано скорее всего с характером первоначального расположения вулканических очагов, поскольку для всей области следует предполагать примерно одинаковые условия последующего размыва.

Исходя из указанных соотношений, можно предположить концентрацию центров вулканической активности в пунктах: Кохб-Калача, Котигюх*, Ачаджур-Хаштарак.

Многочисленные вулканические центры на отдельных участках (Кохб—Калача, Саригюх—Хаштарак) располагались линейно в СЗ—ЮВ направлении, что отвечало, вероятно, простиранию трещин, по которым поступал материал извержений. С этим направлением совпадает также общая протяженность геосинклинальной впадины.



Фиг. 2 Диаграмма изменений химического состава. Среднее из 18 анализов.

Расположенные в прибрежной мелководной полосе отдельные вулканические центры, по-видимому, действовали одновременно, в связи с чем и находится неотсортированность шлакового материала туфобрекчий по простиранию.

Вулканические явления в основном носили взрывной характер. Следует вместе с тем предположить, что при раскрытии некоторых участков, по которым располагались фокусы извержений, происходили типичные трещинные спокойные излияния лав (выдержанная и малая мощность отдельных покровов и потоков, большая их протяженность,

* В Котигюхе разрез вулканогенной свиты сокращенный, что связано с антиклинальной тенденцией развития этого участка (данные М. А. Сатиана).

однообразный петрографический состав). Как корни излияний порфировых потоков и покровов можно рассматривать дайки, имеющие сходный с ними петрографический состав. Наибольшим развитием они пользуются в окрестностях сс. Котигюх и Ачаджур и имеют преимущественно северо-восточное простирание.

В течение всего коньяк-раннесантонского времени отмечается неоднократное чередование спокойных излияний с взрывной деятельностью.

С образованием всего комплекса пород вулканогенной серии этого возраста связаны дайки, пластовые залежи и субвулканические тела, для которых возможно также принять нижнесантонский возраст. На это указывает тесная пространственная связь всех этих образований с вулканогенной свитой, случаи перекрывания их туфобрекчиями, приуроченность даек к низам разрезов, близость петрографического состава их и сходство оптических свойств породообразующих минералов.

Центры извержений кислых вулканических образований устанавливаются в районах их развития. Это гг. Кзыл-кая (Кохб), Гюазан (Абазбейли), Гюгарчин (Алпаут) и Кзыл-кая (Дашсалахлы). Они представляют собой сильно размытые вулканические аппараты куполообразной формы.

Впервые вершина Гюазан как центр извержения кислых порфиритов в верхнемеловое время упоминается в работе К. Н. Паффенгольца [6]. Позднее этот центр был детально изучен В. И. Славиним [8]. Вулканизму кислой магмы северо-восточной части Малого Кавказа и описанию группы вулканических центров Гюазан, Гюгарчин и Кзыл-кая посвящена специальная статья Р. Н. Абдуллаева [2].

Самый крупный вулканический аппарат этой группы—Гюазан—расположен на левом берегу р. Джокас, к северу от сел. Абазбейли. Относительная высота его достигает 200 м с площадью основания 200×300 м.

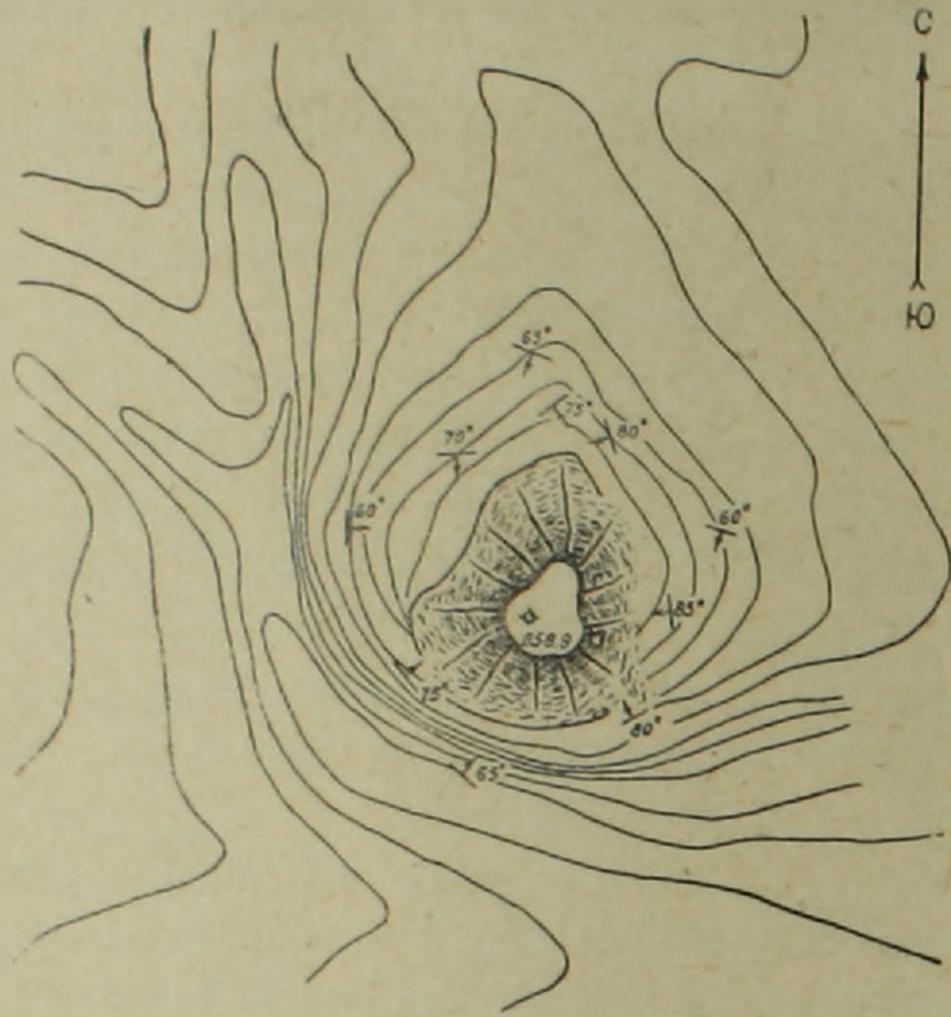
Липаритовые порфиры, слагающие этот купол, имеют четко выраженную флюидальность, благодаря чему возможна расшифровка внутренней структуры его. В центральной части купола падение плоскостей флюидальности почти вертикальное ($90-85^\circ$). К краевым его частям оно постепенно выполаживается до $70-60^\circ$. Плоскости истечения под крупными углами падают повсеместно к центру купола (фиг. 3, 4). Эту особенность в строении купола впервые описал В. И. Славин и отнес его к типу веерообразных (классификация Вильямса).

На северо-восточном склоне горы встречены брекчиевые разности порфиров, сложенные угловатыми обломками флюидальных липаритов, плотно сцементированных сильно ожелезненной лавовой массой. Их образование связано, по-видимому, с процессами разламывания и дробления в ходе формирования купола.

Активная деятельность вулкана Гюазан начиналась с выбросов пеплового материала и образования туфов с последующими излияниями

обсидиан-перлитов; конечными продуктами его вулканической деятельности являются флюидалные липаритовые порфиры.

Аналогичное веерообразное строение и историю развития имеет купол Гюгарчин, отличающийся меньшими размерами (высота его 60—65 м). Он расположен в 2,5—3 км к северо-востоку от г. Гюазан, в окрестностях сел. Алпаут.



Фиг. 3. Схема ориентировки флюидалности липаритов в куполе Гюазан.

В 3—4 км к северо-востоку от упомянутого села располагается третий купол этой группы—Кзыл-кая, относительная высота которого достигает 70—75 м. В строении его флюидалность выражена очень слабо, но и там, где ее возможно наблюдать, она имеет крутое падение к центру.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большие мощности верхнемеловых вулканогенно-осадочных накопленй исследованного района, составляющие в среднем 850—900 м, указывают на значительное прогибание геосинклинальной впадины в течение верхнего турона-сантона.

Начальная стадия интенсивного прогибания (коньяк—ранний сантон) сопровождалась образованием комплекса вулканических пород базальтового и андезитового состава. Очаги извержений этого времени приурочивались к линейной зоне в центральной части прогиба.

В позднесантонское время вертикальные движения носили дифференцированный характер, проявившийся в приуроченности кислых извержений к участкам поднятий (левобережье р. Джокас—Котигюх—Алпаут) и основных и средних излияний к прогнутым зонам (правобережье р. Джокас). В сторону наиболее погруженных участков верхнесантон-

ского прогиба наблюдаются фациальные замещения вулканогенных образований нормально-осадочными.

С изменением во времени состава продуктов извержений от основного к кислому отмечается изменение типа извержений от трещинного в подводных условиях к центральному в форме наземных извержений.

Интенсивная вулканическая деятельность в течение позднего мела отмечается и в других поперечных прогибах Сомхето-Карабахского поднятия—Агджакентском, Мардакертском, Мартунинском и т. д. [1, 2, 3, 4].

В каждом из них она носила самостоятельный характер, отличаясь по времени проявления, последовательной смене пород различного состава, типу и характеру извержений.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.XI. 1960.

Ա. Խ. ՄՆԱՅԱԿԱՆՅԱՆ

ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՀՐԱՔԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԳԾԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հյուսիսային Հայաստանի վերին կավճի նստվածքները տարածված են Բարանա (Ինջա-սու), Աղստև, Հախում գետերի ավազանում:

Վերին կավճի գետտինկյինալային ավազանի տուրոն-կոնյակ-ստորին սանտոնի, մասամբ վերին սանտոնի դարգացման պալմանները բնորոշ են ինտենսիվ հրաբխականությանը, որը ուղեկցվելով սերիզեն մատերիալի բերումով, առաջացրել է Կողբ-Իջևանի շրջանի հրաբխա-նստվածքային շերտախումբը:

1958—1959 թթ. մեր կողմից ուսումնասիրվել է այդ շերտախմբի մի շարք կտրվածքներ Կողբ, Կոթիգյուղ, Սարիգյուղ, Աշաջուր, Իջևան գյուղերի շրջաններում:

Կոնյակ-ստորին սանտոնի հասակի շերտախումբը կառուցված է հիմնականում հիմքային և միջին կալվածի տուֆոբեկչիաներից, պորֆիրիտների հոսքերից, ավազաքարերի և կոնգլոմերատների շերտերից և ոսպնյակներից: Հավային և պիրոկլաստիկ տարբերակների քանակական հարաբերությունները փոփոխական են ինչպես տարբեր կտրվածքներում, այնպես էլ միևնույն կտրվածքի տարբեր հորիզոններում: Հրաբխային նյութի քանակությունը պակասում է հզորության նվազման հետ մեկտեղ հյուսիս-արևմուտքից դեպի հարավ-արևելք:

Ուսումնասիրված շրջանի հյուսիսային մասում (Կողբ, Կոթիգյուղ-Ալպաուիթ) ուշ սանտոնի ժամանակաշրջանի հետ կապված են թթու (լիսյարիտային) կալվածի լավաների և տուֆերի ժայթքումներ:

Աղստև գետի միջին հոսանքի վերին սանտոնի առաջացումները աստիճանաբար փոխվում են ուղիստային կրաքարերից տուֆոավազաքարերի և ապա տարբեր պորֆիրիտների հոսքերի (Սարիգյուղ):

Վերին կավճի հրաբխականության արդյունքների պետրոգրաֆիական կազմը փոփոխվում է լայն սահմաններում՝ բազալտային և անդեզիտա-բազալտային պորֆիրիտներից մինչև լիպարիտային պորֆիրներ և իրենց պիրոկլաստիկ ածանցյալները:

Ելնելով այդ շերտախմբի հզորությունների և ֆացիաների տեղարաշխման անալիզից կարելի է ենթադրել, որ կոնյակ-ստորին սանտոնի ժամանակաշրջանում հրաբխային կենտրոնները կուտակված են եղել հետևյալ կետերում՝ Կոդր-Ղալաչա, Կոթիգյուղ, Աշաջուր, Խաշտարակ:

Թթու հրաբխային առաջացումների ժայթքման կենտրոնները՝ Գյուլազանը, Գյուլգարչինը, Կզիլ-Կաչան իրենցից ներկայացնում են լվացված գմբեթաձև հովհարաձև կառուցվածքի հրաբխային ապարատներ:

Վերին կավճի հրաբխականության սկզբնական ստադիան (կոնյակ—վաղ սանտոն) արտահայտված է հիմքային և միջին կազմի էֆուզիվ և սուբհրաբխային ապարների կոմպլեքսի առաջացումով:

Ավելի ուշ ստադիայում՝ ուշ սանտոնում—բարձրացման տեղամասերի հետ կապված են թթու կազմի, իսկ իջեցման տեղամասերի հետ՝ հիմքային և միջին կազմի ժայթքումները:

Ժամանակի ընթացքում ժայթքումների արդյունքների կազմի փոփոխության հետ մեկտեղ նկատվում է ժայթքումների տիպի փոփոխություն ճեղքվածքայինից (ստորջրյա հրաբխականություն), դեպի կենտրոնականը (սուբաէրալ պայմաններ):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловой вулканизм кислой магмы северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, сер. геол.-географ. наук, № 6, 1958.
2. Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловые основные эффузивы СВ части Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, сер. геол.-геогр. наук, № 3, 1959.
3. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АзССР, Баку, 1947.
4. Алиюла Х. О возрасте верхнемеловых эффузивов Мартунинского прогиба. Тр. II Закавказ. конференции мол. геологов, Баку, 1960.
5. Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. ин-та геол. наук, вып. 113, петр. сер., № 35, М., 1950.
6. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. ОНТИ, М.—Л., 1934.
7. Рентгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. Изд-во АН СССР, М., 1959.
8. Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

ГИДРОХИМИЯ

Э. А. КЮРЕГЯН

О ПРИМЕНЕНИИ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОБАЛЬТА
С. Д. ГРИЦЮТЫ К ПРИРОДНЫМ ВОДАМ И ВОДНЫМ
ВЫТЯЖКАМ ИЗ ПОЧВ

При гидрохимических исследованиях, связанных с обнаружением в природных водах и в водных вытяжках кобальта, нужен чувствительный аналитический метод анализа определения его в микрограммовых количествах.

Колориметрические методы определения Co в рудах не могут быть применимы при гидрохимических исследованиях, т. к. недостаточно чувствительны и требуют много аналитических операций.

Д. П. Малюгой [3] описан довольно чувствительный колориметрический метод определения кобальта ($1,0 \cdot 10^{-5}\%$ Co в 5 г золы растения или в навеске почвы), с помощью нитрозо-Р-соли; для отделения сопутствующих элементов— Fe , Mn , Cu , Zn и других им предлагается вносить рубеоановую кислоту. Мешающее действие Ni и Cu устраняется прибавлением HNO_3 (1 : 1).

Предложенный метод был нами применен к водам и к водным вытяжкам, но не дал желательной окраски растворов, не говоря о том, что на каждое определение затрачивается много времени.

С. Д. Грицюта [1] предложил метод определения кобальта также с помощью нитрозо-Р-соли с той разницей, что мешающие элементы связываются органическими кислотами, образуя с ними прочные и устойчивые комплексные соединения. В исследуемый раствор вводятся 2н растворы малоновой и винной кислот.

Преимуществом метода является его чрезвычайная простота и быстрота определения (на одно определение затрачивается 10 минут).

Для наших работ мы избрали этот метод. По данным автора [1] метод проверен на растворе чистой соли Co , содержащем в 1 мл—0,00983 г Co ; относительная ошибка составляет $\pm 0,4—0,7\%$. Проверка метода на растворе с такой высокой концентрацией кобальт-иона не может быть показателем той чувствительности метода, которая интересует нас при аналитическом определении Co в водах и в водных вытяжках.

Наши работы были направлены в первую очередь на установление чувствительности указанного метода, с таким расчетом, чтобы этим методом можно было бы пользоваться при гидрохимических исследованиях, связанных с обнаружением кобальт-иона в микрограммах.

Чувствительность метода проверялась нами на стандартном растворе соли кобальта. Для этого был приготовлен раствор $\text{CoCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ на 0,05н растворе H_2SO_4 (во избежание гидролиза), содержащий в 1 мл — 1 мкг Со-иона.

В семь мерных пробирок (на 20 мл) микробюреткой отмеряется по 1—2—3—4—5—7—9 мл стандартного раствора $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, соответственно содержащего по 1—2—3—4—5—7—9 мкг Со-иона. Сюда приливаются по 1 мл 2н растворы винной и малоновой кислот, 1 мл насыщенного CH_3COONa и 1—2 капли 1н раствора NaOH . Пробирки нагреваются 1—2 минуты; к нагретым растворам приливается 1 мл 0,2% раствор нитрозо-Р-соли. После охлаждения растворов, когда наступает максимум окраски, объемы уравниваются безметальной водой и пробирки колориметрируются.

Параллельно с пробами готовится холостая проба для проверки чистоты реактивов.

Проведенные опыты показали, что 1 мкг Со-иона дает слабо заметный (в желтом растворе нитрозо-Р-соли) — розовато-оранжевый оттенок, хорошо улавливаемый простым глазом.

Таким образом метод достаточно чувствителен.

Затем метод проверялся на стандартном растворе кобальта в смеси с другими мешающими элементами: железом, хромом, никелем.

Для установления нижнего и верхнего предела мешающих элементов в стандартный раствор кобальта вносились растворы FeCl_3 , K_2CrO_4 и NiSO_4 , определенной концентрации в различных количествах.

Для связывания Fe^{+++} и Fe^{++} , Cr и Ni, прибавлялись растворы малоновой и винной кислот (по 3 мл) в щелочной среде, создаваемой внесением 1н раствора NaOH .

Проведенные опыты показали, что определению Со не мешает наличие в исследуемых растворах до:

Fe^{+++}	Fe^{++}	Cr^{+6}	Ni^{++}	Cu^{++}
2,0 мг/л	1,5 мг/л	1,7 мг/л	0,025 мг/л	1,0 мг/л

Описанным выше методом мы пользовались при гидрохимических исследованиях.

Аналізу были подвергнуты пробы вод, отобранные с Шоржинского хромитового месторождения Армении; с этого же месторождения были взяты пробы почв и приготовлены водные вытяжки из них; последние готовились с соотношением Т : Ж = 1 : 5.

Всего было проанализировано 150 проб воды и 35 проб водных вытяжек.

Данные анализа контролировались методом, предложенным Е. П. Муликовской [4], с применением нитрозо-Р-соли; мешающие определению соли железа выделяются из раствора, а другие элементы разрушаются кипячением исследуемого раствора с HNO_3 . По заключению автора, соединение Со-иона с нитрозо-Р-солью настолько устойчиво, что

даже кипячением с HNO_3 , когда разрушаются все окрашенные соединения, это соединение остается без изменения.

Недостатком метода является его длительность, а также и то обстоятельство, что при содержании Со-иона менее 5 мкг/л необходимо увеличить концентрацию последнего, соосаждая его с углекислым кальцием; кроме того необходимо выделение железа из раствора (при содержании 1 мг/л). Тем не менее мы отдали предпочтение этому методу, чтобы проконтролировать некоторое количество проб (30 шт.), в которых Со-ион был определен методом Грицюты, с применением малоновой кислоты.

В следующей таблице приводятся данные определения Со-иона в водах, полученные двумя методами.

Таблица 1
Определение Со-иона в водах

№ № проб	Содержание Со ⁺⁺ в микрограммах/л	
	с малонов. к-той	кипяч. с HNO_3
1	5,0	5,5
2	7,0	7,0
3	2,5	2,0
4	3,5	3,5
5	8,0	8,0
6	6,0	6,0
7	сл. следы	сл. следы
8	4,0	4,5
9	4,0	4,5
10	5,0	5,5
11	6,0	6,0
12	не обн.	не обн.

Как показывают данные таблицы, для проб вод метод вполне применим.

В водных вытяжках определение кобальт-иона необходимо вести в предварительно обесцвеченных вытяжках.

Экстракция органических веществ с помощью четыреххлористого углерода из подкисленного раствора не дала положительного результата, растворы вытяжек попрежнему оставались сильно окрашенными.

Поэтому мы применили предложенный нами [2] метод обесцвечивания водных вытяжек: аликвотная часть вытяжки обесцвечивается прибавлением к горячему раствору нескольких кристалликов $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_8$ или 5 мл 30% раствора $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_8$; при этом растворы делаются совершенно прозрачными и определение Со-иона ведется так, как это описано для проб воды.

Результаты определения Со-иона, полученные в водных вытяжках (после обесцвечивания), также контролировались методом Муликовской.

Данные сведены в табл. 2.

Как показывают данные таблицы, полученные результаты вполне удовлетворительны, и таким образом описанным методом можно пользоваться при определении Со-иона в водных вытяжках.

Таблица 2

Определение Со-иона в водных вытяжках

№№ проб	Содержание Со ⁺⁺ в микрограммах/100 г почвы	
	с малонов. к-той	кипяч. с HNO ₃
1	2,5	2,5
2	3,0	3,0
3	7,5	7,0
4	4,0	4,0
5	не обн.	не обн.
6	4,0	4,0
7	2,0	2,5
8	3,5	3,5
9	7,0	7,0
10	8,0	8,0
11	9,0	9,0
12	8,5	8,0

Определение кобальт-иона в водах и в водных вытяжках ведется, следовательно, так: объем испытуемого раствора (500—1000 мл) в зависимости от ожидаемого количества кобальта, выпаривается в стакане до 10—15 мл. По охлаждении сюда приливаются по 3 мл 2н растворы винной и малоновой кислот, 2 мл насыщенного раствора CH₃COONa, несколько капель 1н раствора NaOH. После перемешивания, растворы нагреваются, и к горячим растворам прибавляют 2 мл 0,2% водный раствор нитрозо-Р-соли. После этого растворы переносят в пробирки на 25 мл, уравнивают объемы безметальной водой до 20 мл и приступают к колориметрированию.

Колориметрирование проводят сравнивая со шкалой стандартных растворов, приготовленных как и пробы.

В случае появления осадка или мути, мешающих определению, необходимо произвести фильтрование их.

Одновременно готовят холостую пробу для контроля чистоты реактивов.

В Ы В О Д Ы:

1. Показана возможность применения метода определения кобальт-иона с помощью малоновой кислоты для анализа вод и водных вытяжек.
2. Установлена чувствительность метода, позволяющая определять кобальт-ион в микрограммах.
3. Для связывания сопутствующих элементов предлагается увеличить количество прибавляемых растворов малоновой и винной кислот.
4. Установлено количество мешающих элементов, препятствующее определению кобальт-иона.
5. Метод успешно применяется нами при гидрохимических исследованиях на поиски кобальта, когда требуется массовое аналитическое определение его.

Է. Ա. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ

ԿՈՔԱԼՏԻ ՈՐՈՇՄԱՆ Ս. Գ. ԳՐԻՑՅՈՒՏԱՅԻ ՄԵԹՈՂԻ ԿԻՐԱՌՈՒՄԸ
ԲՆԱԿԱՆ ԶՐԵՐՈՒՄ ԵՎ ՀՈՂԵՐԻ ԶՐԱՅԻՆ ՔԱՇՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Տվյալ հողվածում առաջարկվում է Գրիցյուտայի մեթոդը կիրառել ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում կոբալտի փոքր քանակությունները որոշելու համար:

Գրիցյուտայի մեթոդով, նրա ոչ զգայուն լինելու հետևանքով հնարավոր է որոշել միայն կոբալտի մեծ քանակությունները: Հողվածում առաջարկվում է կիրառել վերոհիշյալ մեթոդը ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում կոբալտը միկրոգրամներով հայտնաբերելու համար:

Այդ նպատակի համար հողվածի հեղինակը փորձարկել է ստանդարտ լուծույթը, որով որոշել է մեթոդի զգայունությունը: Ինչպես ցույց են տվել մի շարք փորձարկումների արդյունքները, այս մեթոդով հնարավոր է հայտնաբերել կոբալտի մեկ միկրոգրամը:

Նշված մեթոդը ստուգվել է նաև այն դեպքերի համար, երբ հետազոտվող ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում առկա են որոշմանը խանգարող տարրեր՝ երկաթ, քրոմ, նիկել: Այս խանգարող տարրերի վերին և ստորին սահմանը որոշելու համար $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ստանդարտ լուծույթին ավելացվում է FeCl_3 -ի, K_2CrO_4 -ի և NiSO_4 -ի որոշակի կոնցենտրացիայի տարրեր քանակություններ: Խանգարող տարրերի՝ Fe^{+++} , Fe^{++} , Ni^{++} և Cr^{+6} իոնները կապելու համար ավելացվում են մալոնաթթվի և գինեթթվի լուծույթներ: Այս փորձարկումների արդյունքները ցույց են տվել, որ կոբալտի որոշմանը ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում մինչև 2 մգ/լ Fe^{+++} , 1,5 մգ/լ Fe^{++} , 1,7 մգ/լ Cr^{+6} , 0,025 մգ/լ Ni^{++} և մինչև 1 մգ/լ Cu^{++} չեն խանգարում:

Կոբալտի որոշումը կատարվել է Հայաստանի Շորժայի քրոմիտի հանքավայրերից վերցրած 150 ջրի և 35 հողերի ջրային քաշվածքների նմուշներում:

Անալիզից ստացված արդյունքները ստուգվել են Մոսկվայի կոմսկայայի առաջարկած մեթոդով:

Հողվածում բերված աղյուսակների տվյալները ցույց են տալիս անալիզի լավ համընկնումը: Այս հանգամանքը հնարավորություն է տալիս Գրիցյուտայի մեթոդը կիրառել ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում կոբալտի միկրոգրամները հայտնաբերելու համար:

Անհրաժեշտ է նշել, որ ջրային քաշվածքների լուծույթները հարկավոր է անգունացնել հեղինակի կողմից առաջարկված մեթոդով (տես գրականության ցանկը):

Հողվածում նկարագրված է նաև կոբալտի որոշման անալիզի ընթացքը ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում: Հեղինակը առաջարկում է այս մեթոդը կիրառել կոբալտի հիդրոքսիմիական հետազոտությունների ժամանակ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Грицюта С. Д. Ускоренный метод определения кобальта. Журн. „Заводская лаборатория“, № 6, 1952.
2. Кюрегян Э. А. К вопросу обесцвечивания водных вытяжек из почв с целью определения в них молибдена колориметрическим методом. Журн. „Известия“ АН АрмССР, том IX, № 10, 1956.
3. Малуга П. П. Определение малых количеств кобальта в почвах, растительных и животных организмах. Методы определения микроэлементов. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.

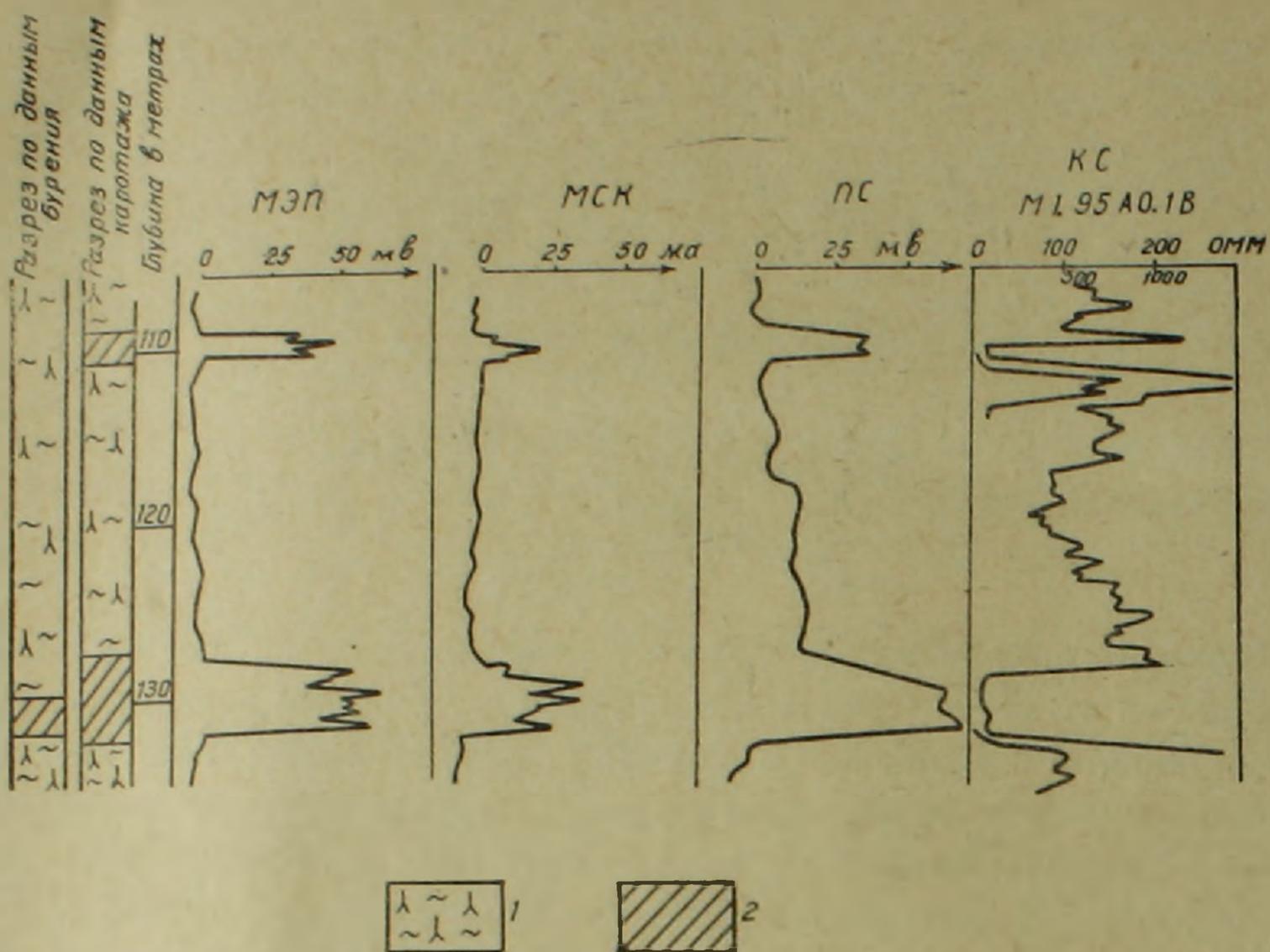
ГЕОФИЗИКА

Р. Т. МИРИДЖАНЫАН

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ КАРОТАЖА НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
АРМЯНСКОЙ ССР

Каротаж скважин на рудных месторождениях Армянской ССР начал применяться с 1955 г. Основными задачами, стоящими перед исследователями, являлись: уточнение мощности и глубины залегания рудных тел, а также выявление новых рудных тел, не отмеченных буровой документацией. Применялся комплекс скважинных электрометрических измерений, в состав которого входили методы: скользящих контактов (МСК), электродных потенциалов (МЭП), самопроизвольной поляризации (ПС) и каротажа сопротивления (КС). Ниже рассматривается геологическая эффективность применяемого комплекса по отдельным типам месторождений.

Медно-колчеданные месторождения. На медно-колчеданных месторождениях (Шамлуг, Алаверди, Кафан, Агви, Анкадзор и др.), оруденение приурочено к вулканогенным толщам и представлено жилами, штоками, гнездами, прожилково-вкрапленными зонами. Основными рудными минералами являются пирит и халькопирит. Руды медноколчеданных месторождений в большинстве случаев отличаются высокой электрохимической активностью и относительно хорошей электропроводностью, что способствует успешному применению электрических методов каротажа. На фиг. 1 приведен пример выделения в разрезе скважины рудных интервалов с помощью каротажа. Скважина прошла по гидротермально сильно измененным порфирирам и на глубине 130—131,1 м вскрыла рудную жилу с богатым медноколчеданным оруденением. По кривым каротажа удалось более точно зафиксировать границы рудной жилы (128,0—131,8 м). Она вызвала интенсивные аномалии на кривых МЭП, МСК, ПС, а на кривой КС отметилась, как пласт с низким электрическим сопротивлением. На глубине 109,4—110,8 м по данным каротажа устанавливается наличие второй рудной жилы, которая, вследствие полного размывания керна в этом интервале была пропущена геологической документацией. Скважиной, заданной несколько позже на той же разведочной линии, было подтверждено наличие рудной жилы. На фиг. 2 с помощью кривых КС и ПС устанавливается наличие рудной зоны, которая отмечается общим повышением естественной поляризации (ПС) и пониженными значениями ρ_k . По аномальным значениям МЭП в этой зоне выделены участки с массивной текстурой руд.



Фиг. 1. Кривые методов электродных потенциалов (МЭП), скользящих контактов (МСК), самопроизвольной поляризации (ПС) и каротажа сопротивления (КС) по скв. № 8 Агвинского месторождения меди.

Следует отметить, что применение указанного комплекса не позволяет уверенно фиксировать вкрапленные руды, которые по своим удельным электрическим сопротивлениям мало отличаются от вмещающих пород. В таких случаях локализация руд в разрезах скважин производится преимущественно по положительным аномалиям самопроизвольной поляризации (ПС). Аномалии ПС того же направления и порядка наблюдаются также против пиритизированных интервалов. Это обстоятельство не позволяет однозначно выделять медные руды по полям ПС, особенно в разрезах, где имеет место обильная пиритизация.

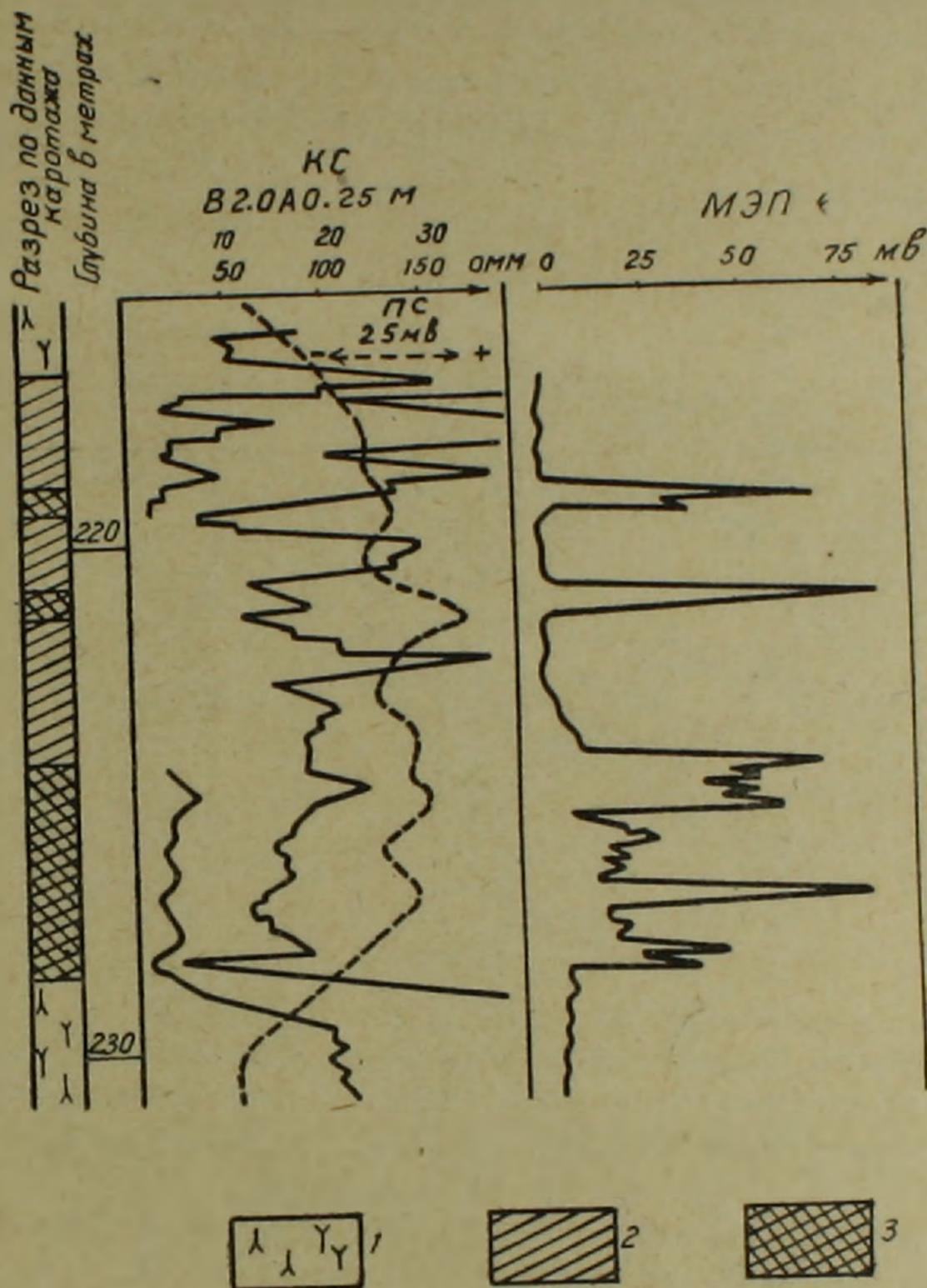
Исходя из опыта применения метода ПС в скважинах медноколчеданных месторождений Армении, в целом можно считать установленным, что сульфидные участки—будь то массивное или вкрапленное оруденение—отличаются высокой электрохимической активностью. Аномалии ПС имеют, как правило, положительный знак и изменяются в пределе от первого десятка до нескольких сот милливольт.

К сожалению, в настоящее время еще не полностью использованы все возможности электрических методов каротажа, в частности, не опробован метод вызванной поляризации (ВП) с целью выделения вкрапленных сульфидных руд [3] и метод дифференциального электрического каротажа для классификации аномалии ПС [2].

Медно-молибденовые месторождения Каджаран, Дастакерт, Анкаван приурочены к интрузивным породам и породам экзоконтакта. Рудные тела имеют в основном форму прожилково-вкрапленных зон, пред-

ставленных тонкими прожилками пирита, молибденита, халькопирита и вкрапленностью тех же сульфидов, пронизывающих породу.

Прожилково-вкрапленный характер оруденения и низкая электропроводность молибденита являются неблагоприятными факторами для

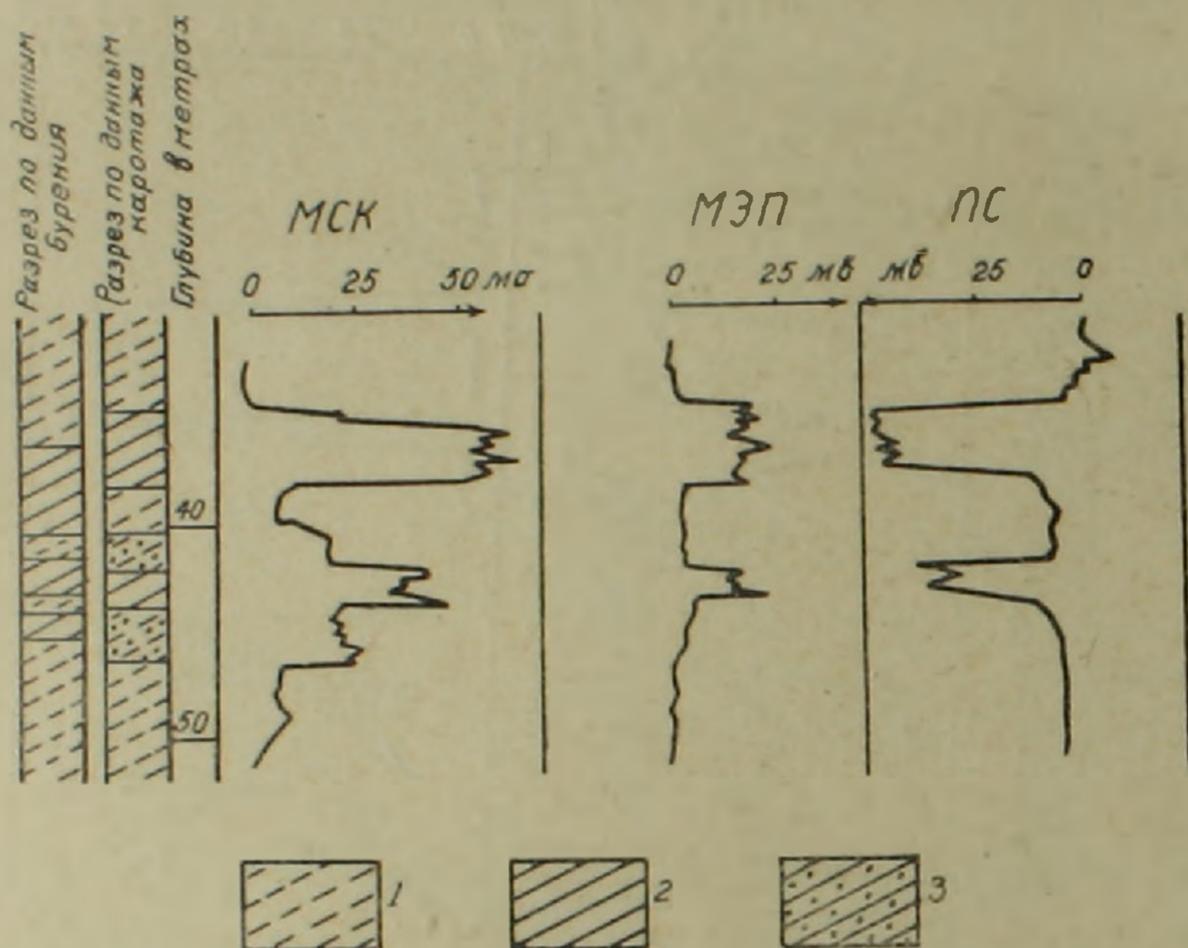


Фиг. 2. Кривые каротажа сопротивления (КС), самопроизвольной поляризации (ПС) и электродных потенциалов (МЭП), по скв. № 9 Алавердского месторождения меди.
1—порода Алавердской рудонесной зоны; 2—рудная зона;
3—массивная руда.

применения электрического каротажа. Применение комплекса электрических методов каротажа привело к отрицательным результатам, ввиду чего каротажные работы на медно-молибденовых месторождениях были временно приостановлены. Они будут возобновлены по мере внедрения более эффективных для данных типов месторождений радиоактивных методов каротажа [1].

Из железорудных месторождений каротажным исследованиям подверглись скважины Разданского (Судагянского) железорудного месторождения, которое связано со скарнированным контактовым ореолом гранодиоритовой интрузии с вулканогенными породами. Оруденение представлено пластообразными телами магнетита. Встречаются руды как с массивной, так и с вкрапленной текстурой. Массивные руды обла-

дают хорошей электрической проводимостью, в то время, как проводимость вкрапленных руд изменяется в большом диапазоне—от хорошо проводящих до практически непроводящих (по мере уменьшения вкрапленности в общей массе). Вмещающие оруденение скарны отличаются высокими значениями удельного электрического сопротивления. Вышеуказанные обстоятельства создают благоприятные условия для выделения в разрезе проводящих руд, которые на месторождении имеют доминирующее значение.



Фиг. 3. Кривые методов скользящих контактов (МСК), электродных потенциалов (МЭП) и самопроизвольной поляризации (ПС) по скв. № 9 Разданского железорудного месторождения.

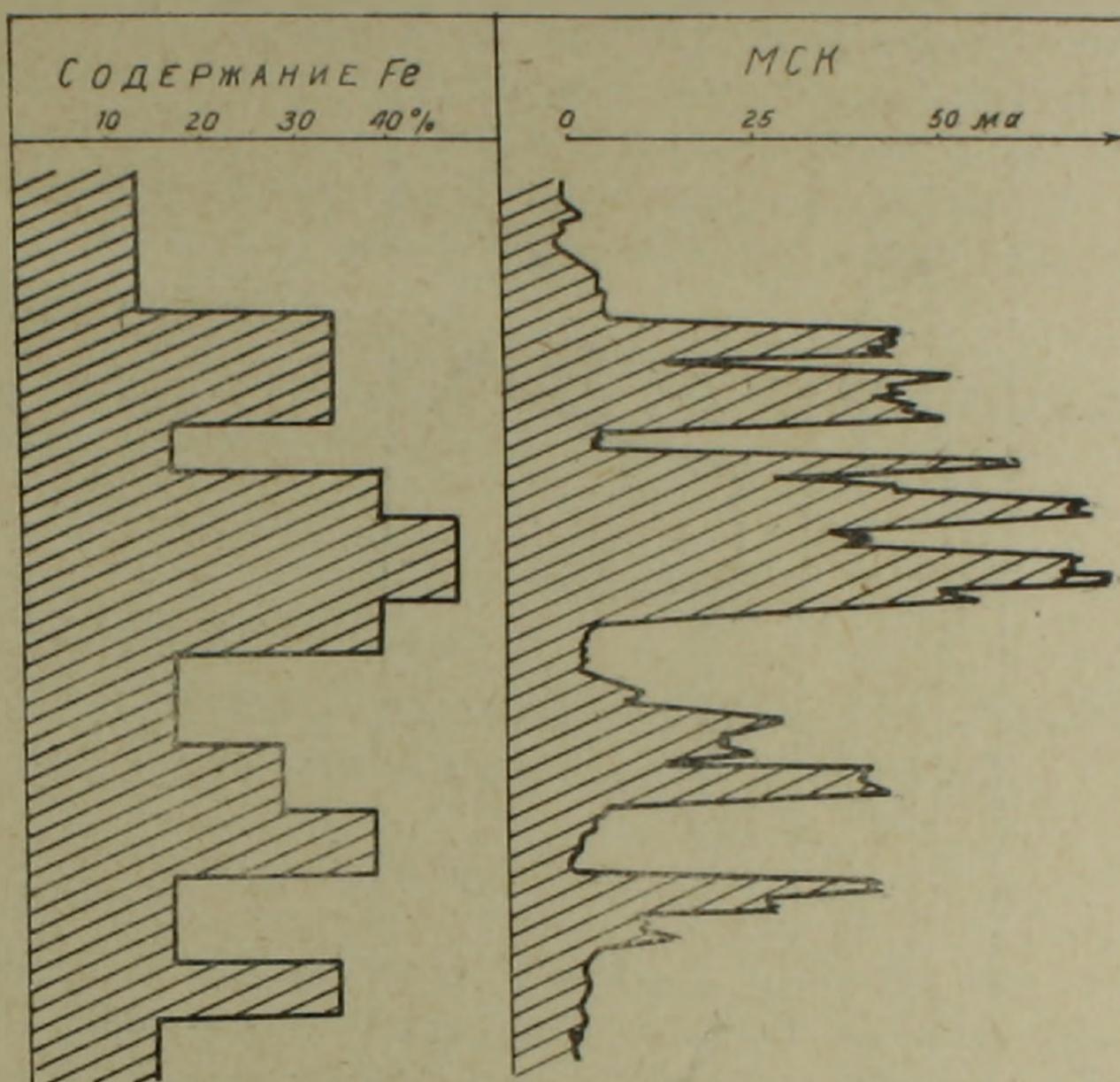
1—скарны; 2—массивная железная руда; 3—вкрапленная железная руда в скарнах.

В приведенном примере (фиг. 3) скважина по буровой документации прошла по скарнам и на глубинах 36,5—40,3 и 44,0—45,0 м пересекла магнетитовую руду. На кривой МСК наблюдаются две четкие аномалии: первая на глубине 34,6—38,4 м порядка 75 ма при фоне 5—10 ма; вторая на глубине 42,4—43,6 м с величиной тока 50 ма. Указанные интервалы отмечаются также на диаграммах МЭП и ПС, что говорит о наличии в этих интервалах хорошо проводящей руды. На глубинах 40,4—42,0 и 43,6—46,5 м на кривой МСК наблюдаются сравнительно небольшие повышения тока, что вероятно обусловлено присутствием вкрапленности магнетита.

При сравнении диаграмм каротажа с результатами химического анализа кернового материала установлено усиление интенсивности аномалий МСК с увеличением процентного содержания железа (фиг. 4).

На месторождении массивные магнетитовые руды в скважинах часто создают отрицательные естественные электрические поля (ПС) порядка 20—80 мв. Периодические наблюдения ПС против пересеченного скважиной рудного тела, в течение 20 суток после ее остановки, показали,

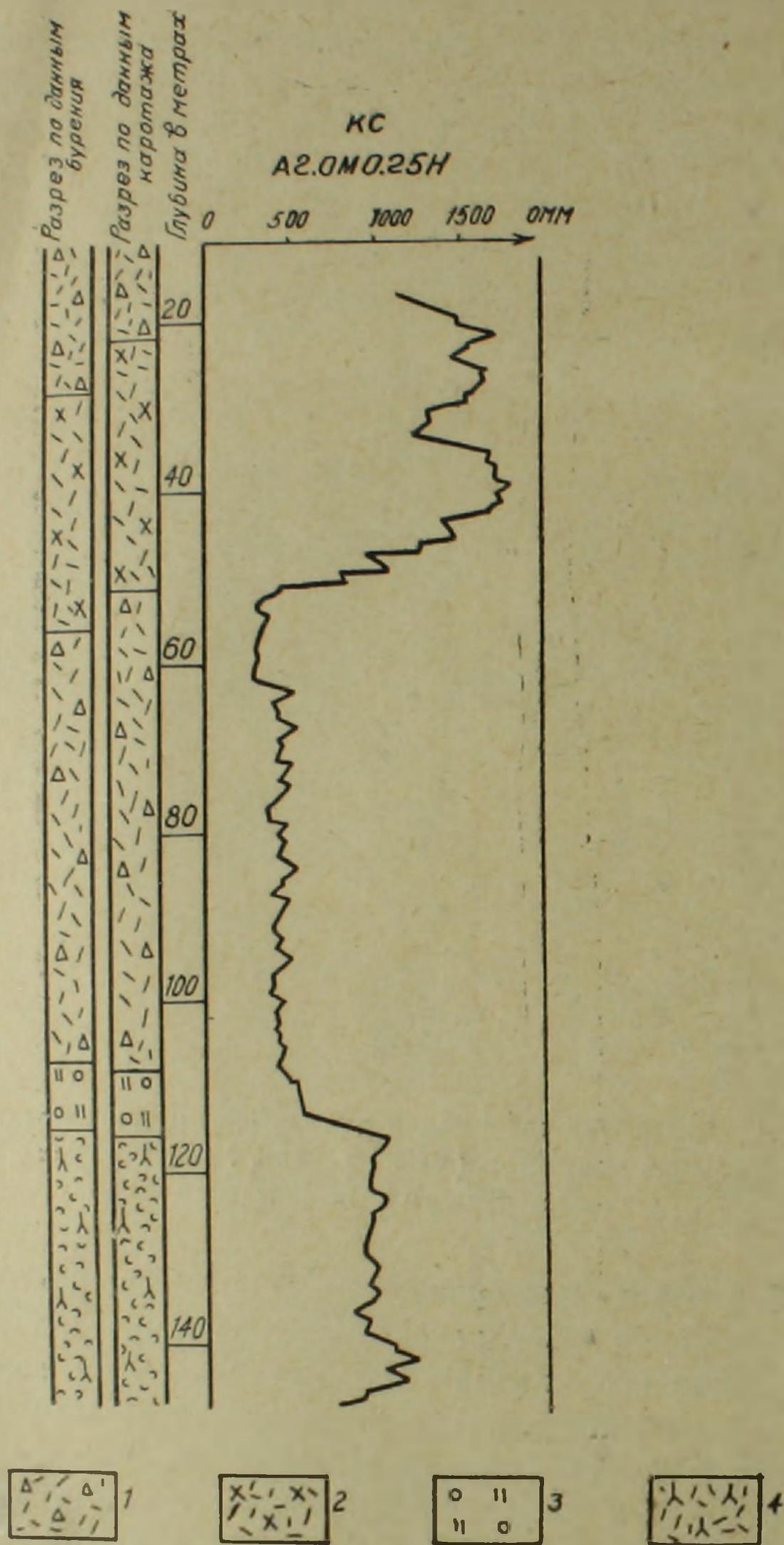
что со временем интенсивность отрицательной аномалии увеличивается. Здесь, по всей вероятности, важную роль играют электрохимические процессы, происходящие на границе магнетитовой руды и бурового раствора, которые создают электрические поля с горизонтальной осью поляризации.



Фиг. 4. Диаграмма содержания железа (Fe) и кривая метода скользящих контактов (МСК) по скв. № 11 Разданского железорудного месторождения.

Полиметаллические месторождения. В небольшом объеме электрокаротажные измерения проводились также на полиметаллических месторождениях (Привольное, Газма). Из-за ограниченного количества прокаротированных скважин пока не удалось окончательно выяснить геологическую эффективность применяемых методов каротажа. В комплексе наиболее эффективным оказался МСК, но его результативность зависит от наличия в достаточном количестве в руде электропроводящих минералов (в основном, галенита и халькопирита).

На рудных месторождениях при благоприятных соотношениях удельных электрических сопротивлений пород данные каротажа (КС, ПС) используются также для литологического расчленения разрезов скважин. В качестве примера приведены результаты измерений КС по скважине 277 Шамлугского месторождения (фиг. 5). При сопоставлении полученных электрических горизонтов с разрезом, составленным по буровой документации выяснилось, что самым высоким кажущимся удельным электрическим сопротивлением (ρ_k) отмечаются кератофиры (в среднем 1500 ом. м), средними значениями (порядка 1000 ом. м) — туфы



Фиг. 5. Кривая каротажа сопротивления (КС) по скв. № 277 Шамлугского месторождения меди.

1—кератофиры; 2—альбитофиры; 3—лапиллиевые туфы андезитовых порфиритов; 4—туфы андезитовых порфиритов.

порфиритов и самыми меньшими значениями (400—500 ом. м) — альбитофиры. На Алавердском месторождении породы Алавердской рудоносной зоны обычно выражаются более низкими значениями ρ_k (150—200 ом. м), чем соседние туфы порфиритов (800—900 ом. м.).

Опыт работ по электрокаротажу рудных скважин приводит к следующим выводам:

1. Наибольшая эффективность электрического каротажа отмечена на медноколчеданных и железорудных месторождениях. С помощью каротажа возможно получение точных, детальных и вполне объективных данных о разрезах рудных скважин, дополняющих буровую документацию.

2. Электрический каротаж в отдельных конкретных случаях оказывается применимым для решения некоторых специальных вопросов, представляющих практический интерес, как, например—определение трещиноватых участков, выделение даек, установление места притока.

4. Для дальнейшего расширения области применения рудного каротажа в Армении и увеличения его разрешающей способности, следует наряду с электрическими методами широко применять также радиоактивные методы каротажа.

Геофизическая экспедиция Управления геологии и охраны недр при СМ АрмССР

Поступила 2.XI. 1960.

Ռ. Տ. ՄԻՐԻՋԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ ԿԱՐՈՏԱԺԻ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԷՖԵԿՏԻՎՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայաստանի մետաղային հանքավայրերում հորատման անցքերի կարոտաժը (հորատման անցքերի կտրվածքների գեոֆիզիկական հետազոտումներ) սկսել է կիրառվել վերջին ժամանակներս: Կարոտաժի էլեկտրական մեթոդների կոմպլեքսի (ՄՍԿ, ՄէՊ, ՊՍ և ԿՍ), օգնությամբ տարբեր հանքավայրերում ստացվել է երկրաբանական տարբեր էֆեկտիվություն:

Հայաստանի սլոնձակոլչեդանային հանքավայրերի (Ալավերդի, Շամլուղ, Ղափան և ուրիշներ) հանքաքարերը աչքի են ընկնում իրենց բարձր էլեկտրաբիմիական ակտիվությամբ և լավ էլեկտրահաղորդականությամբ: Այդ հանգամանքը ստեղծում է բարենպաստ պայմաններ կարոտաժի էլեկտրական մեթոդների հաջող կիրառման համար: Կարոտաժի օգնությամբ ճշտվում են հանքային մարմինների տեղադրման սահմանները և հզորությունները:

Ներփակումային հանքայնացումը կարոտաժի փորձարկված կոմպլեքսի միջոցով հորատման անցքերի կտրվածքներում դժվարությամբ է առանձնացվում: Նրանք որպես կանոն վատ էլեկտրահաղորդիչ են, մեծ մասամբ տարբերվում են միայն իրենց ստեղծած բնական դաշտով (ՊՍ):

Ռեհսպուլիկայի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում կարոտաժի կիրառումը տվել է բացասական արդյունք, որը պայմանավորված է առաջին հերթին մոլիբդենիտի վատ էլեկտրահաղորդականությամբ:

Հրազդանի երկաթային հանքավայրում, որտեղ առկա է մագնետիտային հանքաքարի և ներփակող ապարների էլեկտրահաղորդականության բավական մեծ տարբերություն, կարոտաժի միջոցով ստացվում են բավարարիչ և վստահելի արդյունքներ: Որոշ գեոֆիզիկական հանքաքարում երկաթի պարունակության և ՄՍԿ-ի հոսանքի ուժի միջև նկատվում է ուղղակի կապ:

Այսպիսով, Հայաստանի մետաղային հանքավայրերում կարոտաժի էլեկտրական մեթոդների կիրառման փորձը ցույց է տալիս, որ առավել մեծ երկրաբանական էֆեկտիվություն ստացվում է պղնձակուլչեղանային և երկաթային հանքավայրերում: Կարոտաժի օգնությամբ կարելի է ստանալ ճշգրիտ և օբյեկտիվ տվյալներ նաև հորատման անցքերի երկրաբանական կտրվածքների մասին:

Հանքային կարոտաժի օգտագործման շրջանակների և խնդիրների հետագա ընդլայնման համար անհրաժեշտ է էլեկտրական մեթոդների հետ մեկտեղ կիրառել նաև կարոտաժի ռադիոակտիվ մեթոդները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дахнов В. Н. Современное состояние и перспективы развития радиометрических скважин. „Разведка и охрана недр“, № 10, 1956.
2. Коломбо У., Салимбени Дж., Сирони Дж. и Венициани И. Дифференциальный каротаж. ОНТИ, ВИМС (перевод), 1959.
3. Плюснин М. И., Постельников А. Ф. Каротаж разведочных скважин на полиметаллических месторождениях Южного Казахстана. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, № 3, 1958.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Н. Р. АЗАРЯН

О ВОЗРАСТНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВОВ
АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Интрузивные породы в Алавердском рудном районе имеют широкое развитие и представлены главным образом кислыми разновидностями, сформировавшимися в различных фациях и в разное время.

Петрографическое описание этих пород дается в работах К. Н. Паффенгольца, В. Г. Грушевого, С. И. Баласаняна, Э. Г. Малхасяна и др., согласно которым интрузивные породы Алавердского рудного района по петрографическому составу подразделяются на три группы: интрузивы гранитоидного состава, интрузии плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров. Наибольшим развитием пользуются интрузивы гранитоидного состава.

Все эти интрузии приурочены к северо-западной периклинальной части крупного Алавердского антиклинория (Банушский, Лалварский массивы и выходы плагиогранит-порфиров), а также к его северо-восточному крылу (Шнох-Чочканский, Ахпатский массивы и др.).

По вопросу о возрасте этих интрузивов среди исследователей нет единого мнения [2, 3, 4, 5, 7]. Причиной этого является то обстоятельство, что некоторые исследователи [3, 4, 7] принимают в основу уже устаревшие, неполные стратиграфические схемы, что наряду с отсутствием полного разреза мезозойских и третичных отложений в районе приводит к разногласиям.

В настоящей статье дается возрастное расчленение интрузивов изученного района на основе разработанной автором стратиграфической схемы юрских отложений Алавердского района [1].

Детализация разреза и фаунистическое обоснование возраста некоторых свит вулканогенно-осадочных отложений района позволяет несколько уточнить возраст интрузивных пород, широко распространенных в рудном районе.

По возрасту интрузивные породы Алавердского рудного района нами подразделяются на четыре группы:

1. Послесреднеюрские кварцевые порфиры;
2. Послеоксфордские—донинжемеловые (?) плагиогранит-порфиры;
3. Предсеноманские гранитоидные интрузивы;
4. Послесреднеэоценовые гранитоидные интрузивы.

Послесреднеюрские кварцевые порфиры в районе имеют ограниченное развитие. Они были обнаружены в 1955 г. Б. С. Вартапетяном [4], ко-

торый считает их эффузивными образованиями, аналогичными ахтальским плагиопорфирам.

Наблюдения показали, что темносерые и серо-зеленые плотные кварцевые порфиры с крупными (до 1 см) бипирамидальными кристаллами кварца, представлены в виде вытянутых дайкообразных или штокообразных тел, прорывающих верхнебайосские порфириты дебедской свиты. За пределами Алавердского рудного района, восточнее села Цахкашат, еще более крупные тела кварцевых порфиров прорывают фаунистически охарактеризованные батские отложения. Взаимоотношения кварцевых порфиров с более молодыми отложениями или интрузивными породами не устанавливаются, почему и верхний возрастной предел их не поддается определению. Послесреднеюрский возраст имеют также и интрузивные кварцевые порфиры Кафанского района.

Послеоксфордские-досреднемеловые плагиогранит-порфиры (альбитофиры) в районе имеют широкое развитие. От восточных склонов г. Лалвар выходы этих пород прослеживаются по северной части рудного района до сел. Чочкан. В основном они представлены светло-розовыми или желтыми мелкозернистыми породами с крупными фенокристаллами полевого шпата и реже, кварца.

Плагиогранит-порфиры залегают в виде лакколитообразных, пластовых (силлы) и секущих тел и приурочены в основном к зоне распространения келловей-оксфордских отложений, образуя характерный холмистый рельеф (ср. Шамлуг, Верин Ахтала).

В Алавердском районе, кроме фаунистически охарактеризованного келловея, плагиогранит-порфиры прорывают также отложения оксфорда (восточный склон г. Лалвар), что указывает на их послеоксфордский возраст. Верхняя же граница возраста этих пород устанавливается на основании того, что они западнее сел. Чочкан прорваны интрузивом предсеноманского возраста.

Таким образом, возраст плагиогранит-порфиров Алавердского района, по всей вероятности, не выходит за пределы верхней юры.

В связи с тем, что отложения келловея и оксфорда некоторыми исследователями [3, 4, 7] принимались за байос или бат, нижний возрастной предел плагиогранит-порфиров определялся как среднеюрский.

Третью возрастную группу составляют предсеноманские гранитоидные интрузивы, представленные тремя массивами. Самым крупным из них является Шнохский интрузив. Этот массив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами и розовыми гранитами, которые прорывают оксфордские порфириты (лалварская свита). Этим устанавливается нижняя граница возраста интрузива.

По найденным галькам (А. Т. Асланяном, а затем и др. исследователями) в базальных конгломератах сеномана района сел. Ноемберян, была установлена верхняя граница возраста этого массива. Таким образом, возраст Шнохского массива можно датировать как нижнемеловой.

К. Н. Паффенгольц [6] Шнохский интрузив относит к эоцену, по аналогии с другими заведомо послесреднеэоценовыми интрузивами, ши-

роко развитыми в Северной Армении. Источником вышеотмеченных галек он считает палеозойские интрузивы, известные только на Локском массиве.

Следующий, Чочканский интрузив, фактически является северо-западным продолжением Шнохского и отделяется от последнего террасовыми отложениями и четвертичными базальтами ущелья р. Дебед. Выходы интрузивных пород под базальтами обнаружены на обоих склонах ущелья близ ж/д ст. Айрум. Чочканский интрузив прорывает юрские отложения до оксфорда включительно, а также верхнеюрские плагиогранит-порфиры.

К западу от Шнох-Чочканского массива на берегу р. Дебед, у разъезда Ахпат, расположено одноименное интрузивное тело, сложенное гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, которые прорывают порфириты дебедской свиты (верхний байос). Верхний возрастной предел этого массива не устанавливается. Сходство составов и близость крупного Шнох-Чочканского массива дает некоторое основание отнести Ахпатский интрузив именно к этой, предсеноманской возрастной группе, хотя не исключается его более молодой возраст.

Четвертую возрастную группу составляют послесреднеэоценовые интрузивы. Породы этих интрузивов отмечены тремя выходами, расположенными в северо-западной части района. Третий, сравнительно небольшой выход гранодиоритов обнаружен нами западнее баритового месторождения, в ущелье р. Учкилиса, где они прорывают туфопесчаники келловея (бугалярская свита). Для более точного определения возраста этого выхода нет данных, другой, сравнительно крупный выход гранитов и гранит-порфиров обнажается на восточной вершине г. Лалвар, где ими прорваны вулканогенно-осадочные отложения лютетского яруса. Возраст Лалварского интрузива определяется довольно точно, как послесреднеэоценовый.

Самым крупным в этой группе интрузивов является Банушский массив, юго-западное ответвление которого доходит до верховья р. Учкилиса. Этот интрузив сложен гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами, которые в пределах Алавердского рудного района прорывают отложения верхней юры, а на территории Грузии, близ с. Бардазор, также и верхнемеловые отложения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.VIII. 1960

Ն. Ռ. ԱԶԱՐՅԱՆ

ԱՍՏՎԵՐԳՈՒ ԶԱՆԹԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԻՆՏԵՐՆԱԿԱՆԱԿԱՆՆԵՐԻ ԶԱՍԱԿԱՅԻՆ
ՍՏՈՐԱԲԱԺԱՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Խորրային ապարները ուսումնասիրվող շրջանում ունեն մեծ տարածում և ներկայացված են գրանիտային շարքի տարրերակներով, պլագիոգրանիտ-պորֆիրներով և կվարցային պորֆիրներով: Հեղինակի կողմից մշակված ստրատի-

գրաֆիկական սխեմայի հիման վրա Ալավերդու շրջանի խորքային ապարները ըստ հասակի բաժանվում են չորս խմբի:

1. Միջին յուրայից հետո ձևավորված կվարցային պորֆիրներ, որոնք շրջանում ունեն սահմանափակ տարածում և գտնվում են Դերեդ գետի աջ ափում: Սրանք հատում են բայոսի պորֆիրիտներին և բաթի ավազաքարերին (Մաղկաշատ գյուղից արևելք), որով և որոշվում է նրանց ստորին հասակային սահմանը: Վերին սահմանը ճշաման ենթակա չէ, քանի որ կվարցիային պորֆիրների փոխհարաբերությունը ավելի երիտասարդ ապարների հետ անորոշ է:

2. Հետօքսիդոզի հասակի պլագիոգրանիտ-պորֆիրներ: Սրանք լայն տարածում ունեն և տեղադրված են գլխավորապես վերին յուրայի ապարների տարածման գոտում: Պլագիոգրանիտ-պորֆիրները հատում են օքսիդոզի հասակի ապարներին և իրենք էլ, Ճոճկան գյուղի շրջանում, հատվում են նախասենոմանյան հասակի ինտրուզիվ ապարներով: Այսպիսով պլագիոգրանիտ-պորֆիրների հասակը որոշվում է որպես հետօքսիդոզյան:

3. Այս խմբին են պատկանում նախասենոմանյան գրանիտոիդային կազմի ապարները, որոնք ներկայացված են երեք խոշոր դանգվածներով, Շնողի, Ճոճկանի և Հաղպատի:

Շնողի դանգվածը հատում է օքսիդոզի ապարները, իսկ նրա զլաքարերը գտնվում են սենոմանի կոնգլոմերատների մեջ: Այսպիսով որոշվում է Շնողի ինտրուզիայի նախասենոմանյան հասակը:

Ճոճկանի դանգվածը հանդիսանում է Շնողի ինտրուզիվի հյուսիս-արևելյան շարունակությունը և բաժանված է միայն նորագույն նստվածքների ծածկոցով:

Հաղպատի ինտրուզիվը պատռում է միայն վերին բայոսի ապարները, ուստի նրա նախասենոմանյան հասակը որոշվում է պայմանականորեն, հիմք ընդունելով նրա մի շարք նմանությունները մյուս երկուսի հետ:

4. Հեամիջինէոցենյան գրանիտոիդային ինտրուզիվներ՝ սրանք Բանուշի և Լավարի դանգվածներն են:

Բանուշի դանգվածը հատում է օքսիդոզի ապարները, իսկ Վրաստանի տեքտոնիկայում նաև վերին կավճի նստվածքները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района, Изв. АН АрмССР, сер. геолог., т. XII, № 1, 1959.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Ереван, 1958.
3. Баласанян С. И. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. ДАН АрмССР, т. 22, № 2, 1956.
4. Вартапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахталского месторождения АрмССР. ДАН АрмССР, т. XXVII, № 1, 1958.
5. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геолог., т. X, № 3, 1957.
6. Паффенгольц К. Н. Геология Армении, Госгеолиздат, 1948.
7. Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геолог., т. XII, № 5, 1959.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Н. М. ЧЕРНЫШОВ

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ
ЯШМОВИДНЫХ ПОРОД АХТАЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

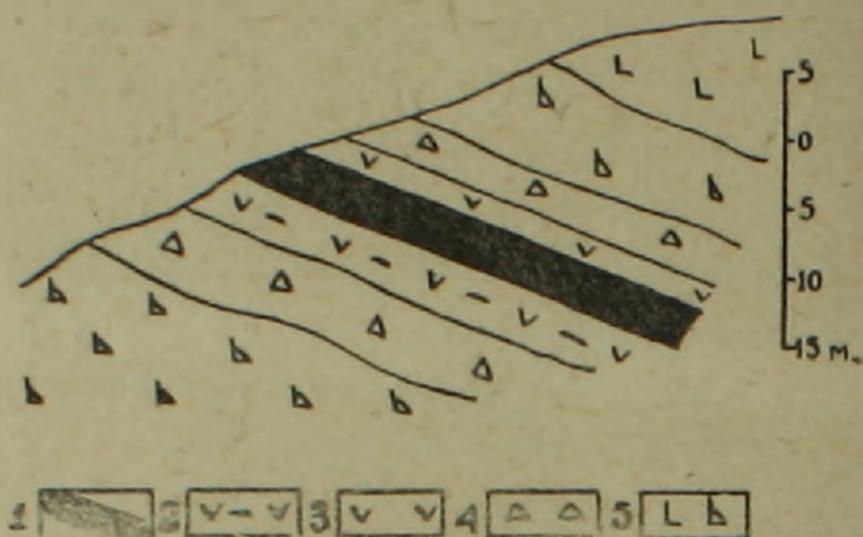
За последние годы, в результате детальной геологической съемки, охватившей значительную часть Алавердского района, в пределах которого находится ряд крупных медноколчеданных и полиметаллических месторождений, нами обнаружены многочисленные выходы яшмовидных кварцево-гематитовых пород, характеристика которых представляет несомненный интерес для решения как отдельных вопросов развития вулканизма, так и с точки зрения условий происхождения этих образований. Несмотря на сравнительно широкое развитие яшмовидных пород в пределах указанного района и вероятное использование их в древние времена в качестве красителей, о чем свидетельствует ряд старательских выработок, эти образования в литературе не описаны.

Яшмовидные кварцево-гематитовые породы встречаются преимущественно в низах разреза среднеюрского вулканогенного комплекса, в составе которого по условиям залегания и литологическим особенностям выделяются (снизу вверх): толща кварцевых плагиопорфиров, дебедачайская («нижние порфириты»), кошабертская («туфобрекчии порфиритов») и рудоносная («кератофириновая») свиты. Количественно, однако, кварцево-гематитовые породы значительно преобладают среди дебедачайской свиты, образуя разнообразные в морфологическом отношении тела различных размеров. Так, среди эффузивных и пирокластических образований дебедачайской свиты яшмовидные породы наблюдаются в виде участков неправильной формы (фиг. 1), размер которых колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, изредка первых десятков метров в длину. Мощность их резко меняется на коротких расстояниях, составляя обычно несколько десятков сантиметров до первых метров. Лишь в редких случаях мощность кварцево-гематитовых пород достигает 10—15 м. В виде прослоек и пластов, мощностью от первых десятков сантиметров до 5—8 м при длине порядка 50—100 м яшмовидные породы залегают среди туфовых и вулканических брекчий андезитовых порфиритов, переслаивающихся с туффитами и потоками эффузивов (фиг. 2). Реже такие пласты несколько меньшей мощности отмечаются среди зернистых туфов и туффитов, переслаивающихся с мандельштейновыми андезитовыми порфиритами (фиг. 3). Пласты, про-

пластики или неправильной формы участки яшмовидных пород характеризуются значительной однородностью как по простиранию, так и по падению. Лишь в местах их выклинивания в составе этих пород наблю-



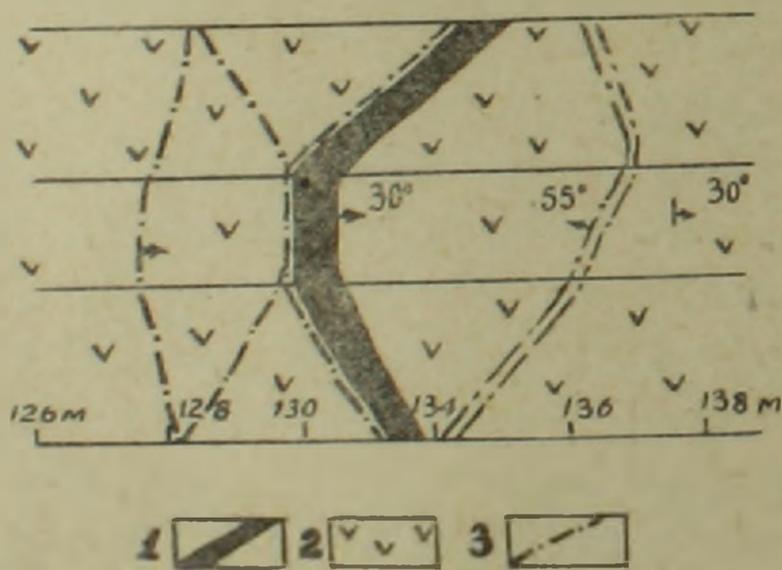
Фиг. 1. Залежь яшмовидной породы среди эпидотизированных мандельштейновых андезитовых порфиритов. (Правый борт р. Учкилиса, план), 1—яшмовидная порода; 2—эпидотизированный мандельштейновый андезитовый порфирит.



Фиг. 2. Пласт яшмовидной породы среди туффитов, вулканических брекчий и потоков эффузивов андезитового состава (в 2-х км южнее пос. Н. Ахтала, разрез). 1—яшмовидная порода; 2—гематитизированный туффит; 3—зеленовато-серый туффит; 4—вулканическая брекчия андезитового порфирита; 5—андезитовый порфирит и их лавовая брекчия.

дается повышенное содержание реликтовых участков, представленных окремненными туфами или андезитовыми порфиритами.

Контакты яшмовидных образований постепенные с подстилающими и более резкие—с перекрывающими их породами.

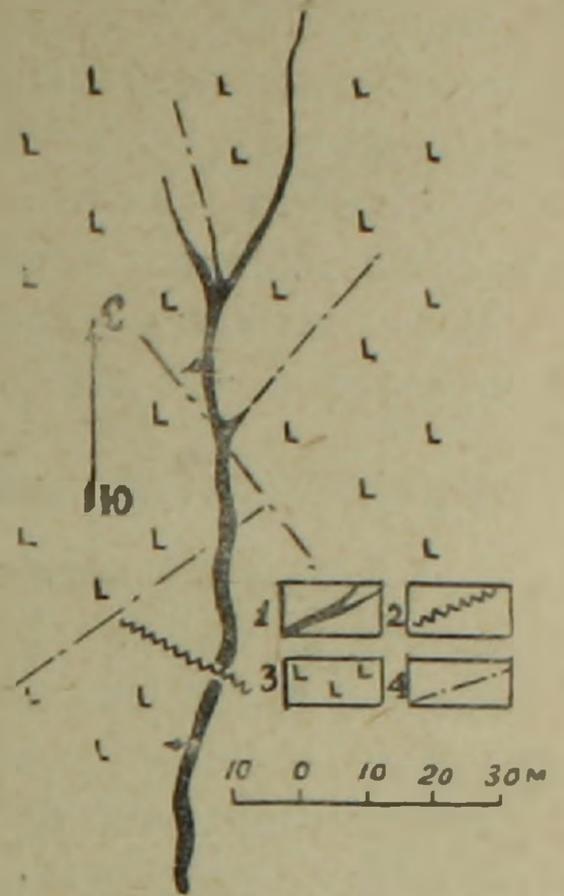


Фиг. 3. Пласт яшмовидной породы среди туффитов. (Запад. часть Ахтальского рудного поля, Транспорт. шт. 3, развертка штольни). 1—яшмовидная порода с пиритом; 2—туффит; 3—разрывные нарушения.

Наконец, яшмовидные кварцево-гематитовые породы встречаются в виде жил и прожилков различной (от 1—2 до 30—50 см) мощности среди эпидотизированных мандельштейновых андезитовых порфиритов. Длина их обычно измеряется первыми метрами, реже достигает 80—120 м. В

большинстве случаев кварцево-гематитовые прожилки содержат редкую вкрапленность пирита и халькопирита, а иногда, в свою очередь, пересекаются полиметаллическими прожилками (фиг. 4). Контакты жил и прожилков яшмовидных образований с вмещающими их породами обычно постепенные.

Во всех этих выходах яшмовидные кварцево-гематитовые породы отличаются плотным строением и красной или буровато-красной окраской. Под микроскопом видно, что яшмовидная порода состоит из мелких зерен кварца и халцедона, пропитанных мелкими игольчатыми выделениями гематита и гидрогематита. Размер зерен кварца и халцедона измеряется тысячными и сотыми долями миллиметра. Выделения гематита длиной в сотые и реже—десятые доли миллиметра обычно равномерно пропитывают кварцево-халцедоновую массу. Лишь в сравнительно редких случаях наблюдается более крупные выделения пластинчатого гематита, размером от 0,1 до 1—2 мм, образующие мелкие гнездообразные скопления. Иногда в яшмовидных породах сохраняются реликтовые участки подвергшихся окремнению андезитовых порфиритов и их туфов с более или менее отчетливыми контурами зерен плагиоклаза. В ряде мест наблюдается совпадение ориентировки реликтовых участков с первичным характером их залегания.



Фиг. 4 Прожилок яшмовидной породы с пиритом среди мандельштейновых андезитовых порфиритов (Руч. Магара-дараси, план). 1—яшмовидная порода с пиритом; 2—полиметаллический прожилок; 3—мандельштейновый андезитовый порфирит; 4—разрывные нарушения.

Химический состав яшмовидной кварцево-гематитовой породы*

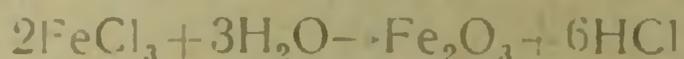
№№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
A—2576	64,40	0,02	2,84	27,10	1,00	0,09	0,48	1,51
Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Сумма	Где произведен анализ, аналитик	
0,08	0,82	0,20	0,14	0,10	1,26	100,04	Москва, ГУЦР, С. Б. Плетель	

В жилах и прожилках, а также в зонах разрывных нарушений яшмовидные породы содержат вкрапленность пирита и халькопирита и выделения карбоната (кальцита), появляющихся в результате более поздних гидротермальных процессов.

* Образец взят в 1100 м к югу-юго-западу от Лхтальского монастыря.

Анализ изложенного фактического материала, и прежде всего характер вулканогенных пород, вмещающих яшмовидные кварцево-гематитовые образования, их условия залегания, форма и состав, позволяет предположить, что возникновение последних, по-видимому, связано с проявлением подводной фумарольно-сульфатарной деятельности, при которой выносилось значительное количество кремнезема и железа.

Следует отметить, что гематит, нередко в ассоциации с тридимитом, вообще, является одним из наиболее распространенных продуктов вулканических эксгаляций и, по представлению большинства вулканологов, образование его возможно по следующей реакции [3]:



Кроме того, яшмовидные породы кварцево-гематитового состава развиты не только в областях проявления современной или недавней прошлой вулканической активности, но и во многих других районах, сложенных более древними, чаще докембрийскими, вулканогенными породами и детально описаны в целом ряде работ [2, 5, 6]. При этом отдельные исследователи склонны выделять их в качестве самостоятельных типов пород в джеспилитовой формации вулканогенно-кремнистого ряда, связанных с определенным «этапом вулканизма, характеризующимся преобладанием фумарольной деятельности» [2].

Яшмовидные породы кварцево-гематитового состава Алавердского рудного района по форме, условиям залегания и составу имеют сходство с гематитовыми железными рудами, развитыми среди меловой вулканогенной толщи Болнисского района Южной Грузии. По представлению большинства исследователей образование последних «связано с эксгаляционной и фумарольно-сульфатарной деятельностью тех же вулканических очагов, откуда выбрасывался и рудовмещающий туфовый материал» [1].

Несколько особое положение занимают наблюдающиеся в ряде мест к юго-западу от с. Неркин Ахтала проявления гематита в виде вкрапленности и тончайших прожилков среди субвулканических кварцевых плагиопорфиров, иногда в тесном сростании с кварцем. Этот гематит образует почти правильные гексагональные пластинки, просвечивающие кроваво-красным цветом. Аналогичные выделения гематита были подробно описаны Б. И. Пийпом [4] в раскаленной трещине на гребне кратера Обручева в зоне с температурой 480—600° совместно с тридимитом.

Таким образом, анализ вышесказанного материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Яшмовидные кварцево-гематитовые породы встречаются в составе всех вулканогенных толщ, слагающих низы разреза среднеюрских образований Алавердского рудного района. Однако наиболее широко эти проявления представлены в дебедачайской свите, где они образуют неправильной формы выделения, пласты, пропластки или жилы и прожилки.

2. Возникновение яшмовидных пород связано с проявлением подводной фумарольно-сульфатарной деятельности, протекавшей в условиях взаимодействия вулканических газов, насыщенных $FeCl_3$ с парами воды и частично непосредственно из газов.

Воронежский государственный
университет
г. Воронеж

Поступила 14.X. 60

Ն. Մ. ՉԵՐՆԻՇՈՎ

ԱԽԹԱԿԱՅԻ ՀԱՆՔՍՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՅԱՇՄԱՆՄԱՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Կլարց-հեմատիտային կազմի յաշմանման ապարները հանդիպում են միջին յուրայի հրաբխածին շերտախմբի ապարներում, որոնք կազմում են Ալավերդու հանքային շրջանի կտրվածքի ստորին մասը: Սակայն, այս գոյացումներն ամենալայն չափով տարածված են դեբեդյան շերտախմբում, որտեղ նրանք կազմում են անկանոն ձևի անջատումներ, շերտեր, շերտիկներ կամ երակներ և երակիկներ: Յաշմանման ապարների սերտ կապը հրաբխածին շերտախմբի, հիմնականում հիմքային և միջին թթվության կազմի ապարների հետ ցույց է տալիս, որ նրանց ծագումը կապված է ֆումարոլա-սուլֆատարային ստորջրյա գործունեության հետ, հիմնականում ընթանալով $FeCl_3$ -ով և ջրային գոլորշիներով հագեցած հրաբխային գազերի և երբեմն անմիջապես գազերի ներգործությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). Сб. „Магматизм и связь с ним полезных ископаемых“. Госгеолтехиздат, 1960.
2. Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории. Сб. „Закономерности размещения полезных ископаемых“, т. II, Изд. АН СССР, 1959.
3. Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакции. Тр. Лаборатории вулканологии, вып. 16, 1959.
4. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаборатории вулканологии, вып. II, 1956.
5. Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов, Госгеолиздат, 1952.
6. Семеновко Н. П. Железисто-кремнисто-сланцево-вулканогенные формации, их типы и генезис. Петрогр. желез-кремн. форм. УкрССР, Изд. АН УкрССР, 1956.

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Չորրորդական երկրաբանություն

Ն. Կ. Պաֆենհոլց. Կուրսկի մագնիսային անոմալիայի շրջանի չորրորդական նշտվածքները և դեոմորֆոլոգիան	3
--	---

Հրաբխագիտություն

Ա. Խ. Մնացականյան. Հյուսիսային Հայաստանի վերին կավճի հրաբխականության մի քանի դժերը	25
--	----

Հիդրոֆիսիա

Է. Ա. Կյուրեղյան. Կորալտի որոշման Ս. Դ. Գրիգյուլտայի մեթոդի կիրառումը բնական ջրերում և հողերի ջրային քաշվածքներում	37
--	----

Գեոֆիզիկա

Ռ. Տ. Միրիջանյան. Հայաստանի մետաղային հանքավայրերում կարոտաժի էլեկտրական մեթոդների երկրաբանական էֆեկտիվությունը	43
---	----

Գիսական նորեր

Ն. Ռ. Ազարյան. Ալավերդու հանքային շրջանի ինտրուզիվների հասակային ստորաբաժանման մասին	51
Ն. Մ. Չերնիշով. Ախթալայի հանքային դաշտի յաշմանման ալպարների առաջացման հարցի շուրջը	55

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Четвертичная геология

Н. К. Паффенгольц. Четвертичные отложения и геоморфология района Курской магнитной аномалии (КМА)	3
---	---

Вулканология

А. Х. Мнацаканян. Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении	25
--	----

Гидрохимия

Э. А. Кюрегян. О применении метода определения кобальта С. Д. Грицюты к природным водам и водным вытяжкам из почвы	37
--	----

Геофизика

Р. Т. Мириджанян. Геологическая эффективность электрических методов каротажа на рудных месторождениях Армянской ССР	43
---	----

Научные заметки

Н. Р. Азарян. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района	51
Н. М. Чернышов. К вопросу об условиях образования яшмовидных пород Ахтальского рудного поля	55