[redacted]

Академия наук Украинской ССР

МАТЕРИАЛЫ

по

ГЕОЛОГИИ и МИНЕРАЛОГИИ РОССЫПЕЙ УКРАИНСКОЙ ССР

Сборник № 2

Издательство
Академии наук Украинской ССР
Киев · 1956

№ 139

105 с
16 II
7

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

СЕКРЕТНО
26
Экз. №_____

ДЯДЧЕНКО М. Г., ВЕКЛИЧ М. Ф., ХАТУНЦЕВА А. Я., РОМОДАНОВА А. П.,
ФАЛОВСКИЙ А. А., БАРАНОВА Н. М., КОНОНОВ Ю. В., ЧЕРВИНКО Н. С.,
ГУРВИЧ С. И., ДУСЯЦКИЙ В. А., ТОЛСТОЙ М. И., ЧМЫХАЛ В. Н.

МАТЕРИАЛЫ
ПО
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ РОССЫПЕЙ УКРАИНСКОЙ ССР

Сборник № 2

Б466



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
КИЕВ — 1956

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук Украинской ССР

Главные редакторы
академики АН УССР
В. Г. Бондарчук и Н. П. Семененко

Ответственный редактор
кандидат геол.-мин. наук М. Н. Иванишин

ВВЕДЕНИЕ

Успешное выполнение пятого пятилетнего плана развития народного хозяйства СССР заложило прочную основу нового могущественного подъема социалистической экономики, предусматриваемого Директивами XX съезда КПСС по шестому пятилетнему плану. Для обеспечения поставленной Директивами первоочередной задачи в области промышленности по дальнейшему развитию черной и цветной металлургии, большое значение приобретает осуществление заданий по расширению минерально-сырьевой базы и созданию резерва разведанных запасов рудных полезных ископаемых. Бурное развитие производительных сил страны требует не только значительного увеличения производства цветных и редких металлов в связи со все возрастающей потребностью применения их в различных областях авиации, судостроения, машино- и приборостроения, радиотехники, электроники и др., но и выдвигает задачи выявления и вовлечения новых видов сырья для современной техники.

Особое внимание в предстоящем пятилетии уделяется расширению производства титана и редких металлов — германия, циркония, ниобия, тантала и др. Титан и его сплавы благодаря своей высокой прочности, жароустойчивости, коррозионной стойкости, малому удельному весу и другим ценным физическим и механическим свойствам обладают несомненными преимуществами перед другими металлами, что в значительной степени предопределяет в дальнейшем направление и успехи в деле технического прогресса.

Титан является одним из сравнительно широко распространенных элементов земной коры и входит в состав более чем 60 минералов, однако практическое значение пока имеют немногие из них, в основном ильменит, титаномагнетит и рутил.

В настоящее время особая роль принадлежит ильмениту, как главному сырью для титановой промышленности. Ильменит и титаномагнетит при этом должны рассматриваться как комплексное сырье с извлечением попутно с титаном также содержащихся в них в качестве второстепенных примесей ванадия, тантала и ниобия.

Территория Украинской ССР таит в своих недрах огромные запасы высококачественных титановых руд, выявление и систематическое изучение которых ведется рядом производственных и научно-исследовательских организаций: Геологоразведочный трест № 1 (бывший трест «Союзредметразведка») МЦМ СССР, Институт геологических наук АН УССР, Украинское геологическое управление, ГИРЕДМЕТ и др. В северо-западной части Украинского кристаллического щита в пределах площади развития серии основных пород коростенского интрузивного комплекса недавно открыты и по настоящее время разведываются россыпные месторождения ильменита, первые результаты изучения которых опубликованы в сборнике № 1. В сборнике № 1 были опубликованы статьи, в которых приводится история изучения россыпей в Украинской

ССР и дана первая общая характеристика условий формирования россыпей и размещения их в основном в пределах Украинского кристаллического щита. Значительное место в этом сборнике отведено описанию бассейна р. Ирша — района широкого распространения россыпей со значительными запасами ильменита. Этому вопросу посвящены две статьи монографического характера по геоморфологии и четвертичным отложениям бассейна р. Ирша, а также по геологии и минералогии россыпного месторождения ильменита в бассейне р. Ирша, дана обобщающая статья о направлении поисково-разведочных работ и карта прогноза россыпей ильменита в районе габбро-лабрадоритового массива Волыни.

Остальные статьи сборника № 1 посвящены изучению геоморфологии, геологии и минералогии районов распространения цирконо-ильменитовых, ильменитовых и возможного распространения россыпей других полезных ископаемых в районах Приазовья, бассейнах рр. Тясьмин и Ольшанки Черкасской области, в районах Запорожской и Херсонской областей, бассейнах рек Желтой и Саксагани в Днепропетровской области, бассейнах рек Случь и Ю. Буга в Хмельницкой и Винницкой областях. Продолжение работ в течение 1954—1955 гг. по бассейнам рр. Ирша и Уж представило возможность более полно восстановить картину сложной истории геологического развития этой территории, обусловившей определенные закономерности процесса осадконакопления и концентрации в осадочных толщах тяжелых минералов. Установлено, что среди большого разнообразия генетических и возрастных типов россыпей наиболее благоприятные условия, существовавшие в континентальную эпоху мезозойского (верхнеюрского — нижнемелового) возраста, были для образования богатых ильменитовых месторождений.

В настоящем сборнике публикуется ряд статей монографического характера, посвященных геологии и минералогии россыпных месторождений ильменита в междуречье Ирша — Тростяница, истории развития рельефа и условиям образования россыпей ильменита в бассейне р. Ирша, геоморфологии, минералогии и условиям формирования россыпей ильменита в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж, геологии и минералогии района Новомиргородского массива габбровых пород. Кроме того, в ряде статей освещены гидрогеологические условия Иршинского россыпного месторождения ильменита, минералогический состав и ильменитоносность четвертичных отложений долины р. Тетерев от истоков до г. Житомир и ее правых притоков рек Тетеревка и Гнилопять, а также левых притоков р. Ю. Буг — рек Постолова, Соб и Синюха.

В одной из статей описываются рудопроявления титана в коре выветривания габбро-лабрадоритовых массивов, устанавливаемых впервые на северной окраине Украинского кристаллического щита.

Публикуются сведения о рудопроявлениях титана в третичных отложениях Северного Причерноморья.

Впервые приводятся материалы по геологии и минералогии открытых в последние годы на Украине оловоносных россыпей в пределах северной окраины Украинского кристаллического щита. Одна статья сборника посвящена методике поисков погребенных россыпных месторождений, не связанных с современной гидрографической сетью.

Следует обратить внимание на то, что значительные территории Украинского кристаллического щита и окаймляющих его впадин, выполненных мощными осадочными толщами континентального и морского происхождения, еще не подвергались целеустремленному исследованию и изучению их вещественного состава с целью выявления среди них рудных месторождений, в том числе россыпей титана и других полезных минералов. Уже первые работы в этом направлении привели к открытию Украинским геологическим управлением в третичных отложениях крупнейшего комплексного месторождения ильменита, рутила и циркона в районе с. Самоткань Днепропетровской области.

Дальнейшее систематическое изучение морских и континентальных дочетвертичных осадочных отложений позволит выявить среди них новые богатые россыпные месторождения титана и других ценных минералов.

Помещенные в сборнике работы выполнены по материалам Института геологических наук и экспедиции Геологоразведочного треста № 1 (бывший трест «Союзредметразведка») МЦМ СССР. Тесное сотрудничество (на договорных началах) научного коллектива Института геологических наук АН УССР, начиная с 1949 г., с Западноукраинской экспедицией треста № 1 МЦМ СССР (управляющий трестом П. А. Трохачев, главный инженер В. В. Мокренок, начальник экспедиции С. С. Суанов, главный инженер С. М. Кулагин-Ярцев, А. Г. Вавилин) способствовало успешному разрешению проблемы титанового сырья на Украине.

Только в близком контакте и сотрудничестве научно-исследовательских и производственных организаций заложен дальнейший успех в деле расширения минерально-сырьевой базы редких, цветных и рассеянных элементов.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ ИЛЬМЕНИТА В БАССЕЙНЕ р. ИРШИ

М. Ф. Веклич

Настоящая работа является результатом проведенных автором в 1953—1955 гг. исследований геологии и геоморфологии месторождений ильменита в бассейне р. Ирши. За это время получены дополнительные данные по геологии осадочной толщи и распространению отдельных стратиграфических горизонтов; выявлены и обоснованы неизвестные здесь раньше мезозойские континентальные отложения; россыпи ильменита расчленены по возрасту и генезису; указаны перспективные площади распространения ильменитоносных отложений; составлены детальные (м-ба 1:25 000) карты этого района — геоморфологическая, дочетвертичных осадочных пород, четвертичных отложений, генетических типов и стратиграфии россыпей ильменита, а также геолого-геоморфологические разрезы по всем магистральным буровым линиям через междуречья Ирши — Тростяницы, Ирши — Ужа с детальным стратиграфическим расчленением осадочной толщи (М. Ф. Веклич, 1954а; М. Ф. Веклич, В. И. Радзиевский, 1955; М. Ф. Веклич, А. П. Ромоданова, 1955; М. Ф. Веклич, 1955).

Эти данные получены, главным образом, в результате обработки огромных по объему буровых материалов Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 Министерства цветной металлургии. В обработке материалов принимали участие, кроме автора, мл. научный сотр. В. И. Радзиевский, геологи Н. З. Головянко и В. Ф. Репецкая, коллекторы В. С. Ковальчук, С. С. Барков, Н. И. Календюк и О. П. Яворский; постоянную организационную и техническую помощь оказывали начальник Западноукраинской экспедиции С. С. Суанов и главный инженер А. Г. Вавилин. Всем этим товарищам автор выражает свою признательность.

В этой работе главное внимание уделено рассмотрению геологического строения дочетвертичной осадочной толщи, рельефа коры выветривания кристаллических пород, генетического, стратиграфического расчленения и морфологической характеристики промышленных россыпей ильменита, истории развития рельефа и формирования россыпных месторождений ильменита в бассейне р. Ирши. Рассматриваются только ильменитовые россыпи. Термином «россыпь ильменита» в тексте, на карте (рис. 12) и на разрезах (рис. 2—11) обозначается скопление обломочного материала с содержанием полезного ископаемого не меньше 10 *кг/м*^{3} породы и мощностью пласта от 0,5 *м* и больше. Описание рельефа и четвертичного покрова дано в первом номере сборника «Материалов по геологии и минералогии россыпей Украинской ССР» (П. К. Заморий, М. Ф. Веклич, 1955); здесь эти вопросы рассмотрены очень кратко. История исследований россыпей ильменита в этой работе не приводится, так как она с достаточной детальностью изложена раньше М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955).

Геоморфология и геологическое строение района

Район россыпных месторождений ильменита бассейна р. Ирши расположен в центральной части Житомирской области, в пределах Волынского массива габбровых пород (рис. 1). Его координаты — 28°30′—28°54′ восточной долготы и 50°50′ — 50°36′ северной широты. Поверхность района равнинная; наибольшие высотные отметки приурочены к междуречьям Тростяницы и Паромовки (до 210 *м* у с. Красноречка), Иршицы и Лемни (210—212,7 *м* у с. Лысая Буда), Лемни и Злобич (200—205 *м* у Ковалившины); здесь же наблюдаются и наибольшие колебания относительных высот — до 25—30 *м*; междуречье Ирши — Тростяницы, наоборот, имеет очень слабо расчлененную поверхность, лежащую восточнее линии ст. Турчинки — с. Каменный Брод ниже 200 *м* над уровнем моря,— от 190 в западной его части до 170—165 *м* в восточной. Таким образом, наклон современной поверхности в районе месторождений в южной его части с запада — юго-запада на восток — северо-восток; здесь же наблюдаются наименьшие высоты междуречий и наименьшая их расчлененность; в северной части, на левобережье Ирши, поверхность наклонена от указанных выше водоразделов левых притоков Ирши во все стороны к речным долинам. Но и здесь самые высокие отметки водоразделов также уменьшаются в восточном — северо-восточном направлении.

Основанием полесской равнины в районе месторождений является древняя денудационная поверхность кристаллических пород мезозойского и, повидимому, еще более раннего возраста. На сравнительно небольших площадях сохранились в виде островков на кристаллическом фундаменте дочетвертичные континентальные и морские осадочные образования. Лишь в четвертичное время поверхность щита выстилается сплошным покровом песчаных и суглинистых отложений, который образован главным образом благодаря аккумулятивной деятельности днепровского оледенения. На протяжении очень длительного развития этого участка земной коры, проходившего большей частью в континентальных условиях, к настоящему времени образовался целый комплекс форм рельефа; некоторые из них заложились еще в мезозойское время, но окончательно были сформированы в четвертичном периоде.

Междуречья имеют сложный, хотя и не всегда четко выраженный рельеф. Наиболее ясно выраженными формами являются: 1) останцы дочетвертичных пород, 2) замкнутые впадины и 3) дюны. Денудационные останцы распространены незначительно; они выражены в виде холмов и коротких гряд и представлены двумя разновидностями: одни холмы и гряды сложены кристаллическими породами, выходящими на дневную поверхность; в других эти, а также дочетвертичные осадочные породы прикрыты плащем четвертичных отложений («моренные» холмы и гряды). Высота останцов колеблется от 1—2 до 5—10 *м*; горизонтальные размеры также разные — от нескольких до 20—50 *м*.

Замкнутые впадины на междуречьях имеют значительное распространение; форма их овальная, неправильная, округлая, размеры весьма различны — от 20 до 1500 *м* и более по длинной оси и от 10—15 до 500—1000 *м* в поперечнике. Впадины по размерам и происхождению разделяются на две группы; первая из них включает крупные впадины, возникшие в результате унаследования дочетвертичных понижений и участков раннечетвертичных погребенных долин; такие впадины представляют собой обширные водораздельные болота. Вторая группа впадин — это небольшие замкнутые заболоченные или сухие замкнутые понижения, возникшие вследствие неравномерной аккумуляции ледниковых и водноледниковых отложений.

Речные долины района месторождений прошли целый ряд этапов развития; в современном рельефе выражены только среднечетвертичные,

позднеплейстоценовые и современные долины; более древние долины или погребены, или унаследованы ныне существующими реками и также в рельефе не прослеживаются.

Морфология речных долин позднеплейстоценового возраста имеет ряд черт, свойственных долинам рек Украинского кристаллического щита, но благодаря своеобразию петрографического состава кристаллических пород, в которые врезаны здесь реки, а также наследованию последними путей раннечетвертичной и дочетвертичной эрозии, эти черты по р. Ирше и ее притокам выражены нерезко.

По р. Ирше и ее притокам наблюдаются две террасы — вторая (первая надпойменная) и первая (пойма). Вторая терраса выражена по рр. Ирше, Паромовке, Тростянице, Нижней Иршице, Лемне, Злобичу. Ширина участков этой террасы небольшая — от нескольких десятков до 500—700 *м*, относительная высота (над уровнем поймы) увеличивается вниз по течению. В большинстве случаев терраса выражена нечетко. Ее поверхность повсеместно наклонена к пойме, волнистая, что обусловлено многими микро- и мезоформами — денудационными останцами, дюнами, реликтами эрозионно-аккумулятивной деятельности реки (прирусловыми валами и старицами), а также балками и изредка оврагами.

Пойма подымается над меженным уровнем воды в руслах на 0,2—1 *м*, реже — 2 *м*. По Ирше, ниже Рудни Шершневской, уровней поймы два — высокий и низкий; первый из них превышает второй на 2—3 *м*. Поверхность поймы ровная, местами заболочена. Из микро- и мезоформ здесь наблюдаются старицы, а также различной величины и формы выходы кристаллических пород.

Геологическое строение района Иршинских месторождений ильменита определяется расположением его в пределах Украинского кристаллического щита. В строении этого района участвуют кристаллические породы метаморфического и изверженного происхождения, их кора выветривания, континентальные отложения верхней юры — нижнего мела, верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Кристаллические породы на большей площади их распространения (почти повсеместно) несут более или менее мощную кору выветривания, представленную первичными каолинами и дресвой. Мощность коры выветривания колеблется в значительных пределах — от нескольких сантиметров до 38,7 *м*. Средняя ее мощность, по данным Западноукраинской экспедиции, равна 8,7 *м*, в том числе первичных каолинов — 5,3 *м*, частично каолинизированной дресвы — 1,6 *м* и дресвы — 1,5 *м*.

Кристаллические породы и их кора выветривания имеют неровную поверхность, на которой намечается целый ряд возвышенных участков и понижений. Возвышенные участки располагаются в пределах современных междуречий. Наиболее значительные из них приурочены к междуречьям: 1) Ирши — Лемни — Злобича — Ужа (190 *м* и несколько больше); 2) рр. Паромовки — Тростяницы и Ирши — Тростяницы по линии сс. Паромовка — Исаковка; отметки поверхности коры выветривания здесь местами превышают 200—210 *м* (у Паромовки — больше 210 *м* и в 2—3 *км* восточнее Исаковки — 200 *м*); 3) к южной части междуречья у сс. Росовка, Салы, Каменный Брод; 4) Нижней Иршицы и Лемни в районе с. Крапивня; отметки поверхности на двух последних участках, местами превышают 190—195 *м*.

Поверхность коры выветривания кристаллических пород на всех возвышенных участках расчленена неглубокими, иногда нерезко выраженными эрозионными понижениями, в которых местами сохранились вторичные каолины, повидимому, доверхнемелового возраста. Между этими понижениями наиболее древними из дочетвертичных осадочных образований являются вторичные каолины. Осадочная толща, кроме упомянутых вторичных каолинов, на возвышенных участках представлена четвертичными, главным образом, гляцигенными отложениями.

Возвышенные участки поверхности коры выветривания кристаллических пород отделены один от другого сравнительно крупными ложбинами, наиболее общим признаком которых является их эрозионный характер. Основная эрозионная ложбина открыта на восток; она начинается западнее с. Радич, у с. Краевщины, и простирается сначала на восток—юго-восток к с. Ст. Бобрик и дальше на восток—северо-восток, по линии сс. Н. Бобрик, Шершни, Тростяница, Гутка Лагановская, Белый Берег. Осевую часть ложбины, к которой приурочены наименьшие высотные отметки коры выветривания, а также неразрушенных кристаллических пород, составляет долина современной р. Ирши; падение поверхности ложа ложбины в общем восточное; западнее с. Радич высотные отметки ложа равны 185 *м* и больше, у Ст. Бобрика — 170—175 *м*, у Н. Бобрика — 160 *м*, к югу от Меленей — 150 *м*.

В основную эрозионную ложбину впадают несколько крупных боковых — одна справа и две слева. Ложбина, впадающая справа, начинается, повидимому, южнее с. Фасовая и простирается в общем на северо-восток, соединяясь с основной к югу от с. Старики. Эта ложбина, таким образом, расположена большей частью в пределах междуречья Ирши и Тростяницы и лишь на незначительном протяжении унаследована Тростяницей. Слева в основную эрозионную ложбину впадают два понижения: первое, идущее от Лесовщины на юго-восток и унаследованное здесь современной Лемней, и второе, ныне частично унаследованное р. Злобич. Наклон ложа этих понижений — к р. Ирше. Оба они в верховьях открыты к северу и постепенно переходят в эрозионные ложбины, простирающиеся в общем на север, к р. Уж; иначе, эрозионные ложбины на поверхности коры выветривания кристаллических пород, принадлежащие к разным речным системам, соединяются здесь с помощью проходных долин.

Рельеф днищ эрозионных ложбин очень сложный, со сравнительно резкими колебаниями высот на коротких расстояниях, что объясняется формированием ложбин на протяжении очень продолжительного времени — от средины мезозоя до четвертичного периода включительно, и при этом в разных частях неодновременно.

В отличие от возвышенных участков в строении ложа эрозионных ложбин участвуют не только первичные каолины, но и неразрушенные кристаллические породы, причем последние встречены только на участках молодых, четвертичных эрозионных каналов под аллювием в долине р. Ирши и в раннечетвертичных, ныне погребенных долинах на междуречье рр. Ирши и Тростяницы. Мощность осадочных отложений в эрозионных ложбинах также в общем больше, чем на возвышенных участках; эти отложения принадлежат не только четвертичной, но и более древним — третичной, меловой и юрской системам.

Таким образом, рельеф поверхности кристаллических пород и их коры выветривания в пределах района месторождений ильменита бассейна р. Ирши эрозионный. Простирания эрозионных ложбин и современных речных долин в общем аналогичны. Возвышенные участки почти лишены дочетвертичного осадочного покрова, в то время как в понижениях встречены сравнительно мощные толщи третичных, верхнемеловых, верхнеюрских — нижнемеловых пород. Учитывая, что эрозионные ложбины на поверхности кристаллического фундамента района Волынского габбро-лабрадоритового массива берут начало, главным образом, в его пределах, нельзя не сделать вывода, что участки этих ложбин, как путей транспортировки обломочного материала, очень благоприятны для концентрации тяжелых минеральных компонентов габбровых пород.

Современная топографическая поверхность района находится в полной зависимости от поверхности кристаллических пород. Наибольшие высотные отметки современной поверхности приурочены к междуречьям: 1) Ирши — Лемни — Злобича — Ужа (200—205 *м*); 2) Паро-

мовки — Тростяницы и Ирши — Тростяницы по линии сс. Паромовки (210—229,7 *м*) — Исаковки (200—202,8 *м*); 3) к южной части междуречья Ирши — Тростяницы у сс. Каменный Брод, Салы, Росовка (190—202,8 *м*) и 4) Лемни — Нижней Иршицы (200—205,7 *м* у с. Крапивни); минимальные высотные отметки наблюдаются в речных долинах р. Ирши (175 *м* у Рудни Крапивенка, 160 *м* у Стариков, 150 *м* у Чаповичей), Тростяницы, Лемни, Злобича, а также на междуречье Ирши—Тростяницы по линии сс. Фасовая (185—190 *м*) — Гута Добрынская (175—180 *м*), Забранное (170—175 *м*); современные Ирша, Лемня, Злобич, местами — Тростяница, Рихта и Добрынка частично унаследовали указанные выше крупные эрозионные ложбины на поверхности кристаллических пород и их коры выветривания и на отдельных участках несколько углубили их. Однако, это унаследование только частичное, так как эрозионные ложбины имеют значительно большую ширину, чем современные долины. Проходные долины в районе Лесовщины и между Рудней Шершневской — Коростенем (в верховье Злобича) также выражены в современном рельефе.

Следовательно, в районе россыпных месторождений ильменита бассейна р. Ирши наблюдается теснейшая зависимость современного рельефа от рельефа поверхности кристаллических пород и их коры выветривания. Эта зависимость выражена в одинаковом общем плане геоморфологического строения, в одинаковом общем наклоне современной и древней поверхностей и в унаследовании неровностей кристаллического фундамента крупными, а иногда и мелкими современными формами рельефа.

Однако современный и древний рельефы не тождественны (рис. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11), о чем свидетельствует наличие погребенных долин, меньшая расчлененность современной поверхности, не говоря уже о почти повсеместном несовпадении древней и современной поверхностей в деталях.

До сих пор наиболее древними породами мезозойской группы в северо-западной части Украинского кристаллического щита считались верхнемеловые, именно сеноманские. Юрские, морского происхождения, породы известны только восточнее кристаллического щита, в пределах Днепровско-Донецкой впадины, где они обнаружены скважинами в Киеве, Переяславле, Чернобыле, в с. Пресыж (у г. Любеч) и у границ кристаллического щита в Василькове, Белой Кринице (на р. Тетереве) и в 45 *км* восточнее Овруча, на ст. Вильча (Г. С. Коклик, 1924; В. И. Лучицкий, 1926; Е. Л. Личкова, 1927, 1930; Д. М. Коненков, М. М. Жуков, 1947; Л. Г. Ткачук, Г. Я. Лепченко, П. К. Заморий, 1947 и др.).

В 1954 г. во время экспедиционных работ в бассейне рр. Ирша и Уж, в 40—50 *км* к западу от обнаруженных раньше юрских морских пород в результате обработки буровых материалов Западноукраинской экспедиции, а также благодаря изучению Е. Т. Ломаевой спор и пыльцы были выявлены континентальные отложения верхней юры — нижнего мела и установлены новые участки распространения верхнемеловых пород (М. Ф. Веклич, 1954; М. Ф. Веклич, В. И. Радзиевский, 1955; М. Ф. Веклич, А. П. Ромоданова, 1955; М. Ф. Веклич, М. Г. Дядченко, Е. Т. Ломаева, А. П. Ромоданова, А. Я. Хатунцева, 1955).

Континентальные отложения верхней юры — нижнего мела распространены сравнительно широко (рис. 1); они залегают на коре выветривания кристаллических пород и во многих разрезах покрываются породами верхнемелового возраста. Последнее безусловно свидетельствует о доверхнемеловом возрасте мезозойской континентальной толщи.

Верхнеюрские — нижнемеловые отложения имеют разные условия залегания. На большей площади распространения они приурочены к описанным выше долинам на поверхности коры выветривания кристаллических пород, чем определяется возраст этих долин как верхнеюрский — нижнемеловой. На междуречье Ирша—Тростяница долина правого притока верхнеюрской — нижнемеловой Ирши выполнена на значительную глубину, а местами полностью этими континентальными отложениями; древняя долина в бассейне р. Лемня выполняется ими только частично; в долине Ирши эти отложения размыты почти полностью последующей, главным образом, четвертичной эрозией и сохранились на небольшом участке у х. Валки.

Иные условия залегания верхнеюрских — нижнемеловых континентальных отложений на возвышенных участках поверхности коры выветривания кристаллических пород. Здесь эти отложения наиболее развиты на междуречье рр. Лемня—Нижняя Иршица—Уж, значительно меньше между рр. Лемня—Злобич, Н. Иршица—Ирша, Ирша и Тростяница западнее линии ст. Турчинка — Каменный Брод. Здесь они плащеобразно залегают на очень пологих склонах, низких водоразделах или выполняют плоские и широкие понижения. Таким образом, выделяются две формы залегания верхнеюрских — нижнемеловых отложений — долинная и на междуречьях.

Разные также формы (в плане) площадей распространения фаций. Первая из них образует сравнительно узкие полосы, вытянутые в пределах междуречья Ирши—Тростяницы с запада—юго-запада на восток—северо-восток, по Лемне — с северо-запада на юго-восток, т. е. согласно простиранию доверхнемеловых долин. Одной из причин этого явления служит более поздний линейный размыв, имевший, как увидим ниже, такую же пространственную ориентировку. Но главной причиной следует признать приуроченность древних осадков к долинам. На междуречьях верхнеюрские — нижнемеловые континентальные отложения расположены (в плане) неправильными пятнами, что также объясняется, кроме последующего размыва, условиями накопления этих отложений на водоразделах и склонах.

В долинах эти отложения представлены песками, вторичными каолинами, глинами, бурым углем. Мощность их изменяется в широких пределах, от нескольких десятков сантиметров до 17—19 *м* и больше (рис. 5, 6, 8[1], а также рис. 1, 2, являющиеся разрезами по геологоразведочным линиям: № 686 — рис. 1 и № 610 — рис. 2, в статье М. Ф. Веклича, М. Г. Дядченко, П. К. Замория, А. Я. Хатунцевой, 1955). Пески обычно приурочены к низам континентальной толщи; по гранулометрическому составу они неодинаковы как в одном и том же разрезе, так и в разных разрезах и изменяются от мелкозернистого до гравийного. Более крупнозернистые разности обычно залегают в базальной части, хотя иногда наблюдаются и другие соотношения. В бассейне р. Уж, в районе развития крупнозернистых гранитов коростенского типа и других кристаллических пород кислого состава резко преобладают гравийные пески (А. Я. Хатунцева, А. П. Ромоданова, 1955). Окраска песков изменяется от белой и светло-серой до темно-серой, почти черной; характерна почти повсеместная примесь каолиновых, глинистых частиц и часто органических остатков. Сортировка песков очень слабая; зерна кварца преимущественно неокатаны; в то же время в толще песков встречаются также хорошо окатанные кварцевые гальки.

Вторичные каолины в составе верхнеюрских — нижнемеловых отложений, залегающих в понижениях, имеют очень значительное распространение, слагая в некоторых створах через погребенные долины всю мезозойскую континентальную толщу (рис. 8). Однако чаще они вместе

[1] Расположение основных геологоразведочных буровых линий дано на рис. 12.

с глинами образуют верхний горизонт, залегая на песках небольшой мощности линзами и линзовидными прослоями (рис. 6, а также разрезы по линиям 686, 610 и другим).

Глины среди континентальных пород мезозоя встречены только в верхних горизонтах. Окраска их зеленовато- и сизовато-серая, бурая, темно-серая, черная; глины тонкоотмученные или песчаные, местами с обилием (как и вторичные каолины) органических остатков, особенно хорошей сохранности кусочков древесины. Образование глин произошло, повидимому, за счет переотложения и обогащения органическими веществами местных первичных каолинов.

Бурый уголь выявлен только по одной геологоразведочной линии (рис. 6); мощность его небольшая и не превышает 0,5—1 *м*.

Приведенные данные говорят об аллювиальном происхождении отложений, слагающих долинную фацию континентальных пород верхней юры — нижнего мела.

Континентальные отложения верхней юры — нижнего мела, распространенные на возвышенных участках (фация междуречий), представлены, главным образом, вторичными каолинами, лишь в немногих разрезах книзу переходящими в мелко- и тонкозернистые каолинистые пески. Типичные условия их залегания показаны на рис. 7. Мощность отложений этой фации весьма различна, но в большинстве разрезов незначительна, в среднем равна 2—4 *м*. Исключение составляет лишь междуречье в северной части бассейна Лемни, особенно на правобережье последней, против с. Лесовщины. Здесь отложения междуречной фации выстилают сравнительно мощным плащем вторичных каолинов и каолинистых тонкозернистых песков склоны междуречий; мощность каолинов и песков местами достигает 10—15 *м* и больше, особенно в пределах погребенных, небольших по размерам, эрозионных ложбин. Вторичные каолины фации междуречий, как правило, лишены органических остатков. Они обычно белые, хорошо отмученные или с примесью кварцевого, мелко- и тонкозернистого песка; последний местами в нижней и средней части толщи образует прослои до 1—3 *м* мощности; иногда заметны перерывы накопления этих вторичных каолинов, зафиксированные маломощными прослоями кирпично-красного цвета, например, в бассейне р. Лемни по геологоразведочной линии № 12.

Как уже упоминалось, доверхнемеловой возраст мезозойских континентальных отложений несомненный, благодаря залеганию их на многих участках под породами сеномана и турона. Последние в соседнем районе, по р. Уж, детально охарактеризованы фаунистически. Для более точного определения возраста мезозойских континентальных отложений был выполнен Е. Т. Ломаевой спорово-пыльцевой анализ; образцы для анализа были отобраны из керна скважин, пробуренных на междуречье рр. Ирши и Тростяницы, а также по р. Уж. Было обнаружено, что споры и пыльца встречаются в наибольших количествах в углистых глинах; в других литологических разностях их очень мало. В спорово-пыльцевых спектрах резко преобладают споры, количество которых достигает 76—91%, и среди них споры папоротникообразных, главным образом, глейхениевых; остальные споры принадлежат представителям семейств схизейных, циатейных, диксониевых, чистоустовых, многоножковых и др.

Пыльца принадлежит только голосеменным, в том числе сосновым (сосна, ель, кедр), ногоплодниковым (подокарпус), кипарисовым; изредка встречается пыльца тиссовых, таксодиевых, араукариевых, а также древних ныне вымерших голосеменных — беннеттитовых и кордаитовых. Отсутствие пыльцы покрытосеменных, появившихся в верхнемеловую эпоху, близость спорово-пыльцевых комплексов мезозойских континентальных отложений бассейнов рр. Ирши и Уж к спектрам из нижнемеловых и верхнеюрских пород Крыма послужило Е. Т. Ломаевой (М. Ф. Веклич, М. Г. Дядченко, Е. Т. Ломаева, А. П. Ромоданова,

А. Я. Хатунцева, 1955) основанием для определения возраста этих отложений как верхнеюрского — нижнемелового. Присутствие в них пыльцы (единичных зерен) кордаитовых и беннеттитовых, расцвет которых относится ко второй половине палеозойской эры, указывает, что эта пыльца продуцировалась последними, вымиравшими представителями этих семейств или же переотложена из более древних пород.

Однако верхнеюрские — нижнемеловые континентальные отложения далеко не всегда покрываются породами верхнего мела. Как видно из рис. 1, на больших площадях распространения они покрываются отложениями четвертичного возраста. В таких случаях одним из стратиграфических признаков служат обломки кремней. Последние в коренном залегании здесь встречаются только в породах верхнемеловой эпохи. Наличие их во вторичных каолинах и других дочетвертичных континентальных отложениях говорит, очевидно, о послемеловом возрасте этих отложений. На геологической карте дочетвертичных пород к верхнеюрским и нижнемеловым отнесены только те вторичные каолины, в которых не обнаружено обломков кремней, обычно в изобилии встречающихся в послемеловых вторичных каолинах. Очевидно, что этот стратиграфический признак (наличие верхнемеловых кремней) не безупречный, поэтому на площадях, где дочетвертичные континентальные отложения (главным образом вторичные каолины) подстилают четвертичную толщу, их возраст определен до некоторой степени условно.

Верхнемеловые породы в районе месторождений ильменита бассейна р. Ирши указаны предыдущими исследованиями только в одном пункте, недалеко от устья правого притока Ирши — р. Паромовки (Н. Т. Вадимов и В. И. Шунько, 1949—1950). В результате описания керна и изучения буровых материалов Западноукраинской экспедиции в 1954 г. нами выявлено сравнительно большое распространение этих пород (рис. 1).

В соседних районах верхнемеловые породы известны давно и описаны В. Д. Ласкаревым (1914), С. В. Бельским (1930), П. К. Заморием и В. Я. Дидковским (1947), В. Я. Дидковским (1948), Г. М. Коровниченко и др. (1945), Н. Т. Вадимовым, В. И. Шунько и др. (1949—1950), В. Т. Клочковым (1955 и др.) и целым рядом других исследователей.

В. Д. Ласкарев впервые установил коренное залегание кремней и окварцованных известняков в долине р. Уж (между сс. Мошна Рудня и Человка) и на основании найденной фауны отнес их к сеноманскому ярусу. Н. П. Барбот де Марни (1873) и П. А. Тутковский (1926) считали, что кремни в Житомирской области находятся не в коренном залегании, а переотложены. С. В. Бельским верхнемеловые отложения, вслед за В. Д. Ласкаревым отнесенные к сеноманскому ярусу, выявлены во многих пунктах западной части бассейна р. Ирши за пределами рассматриваемого здесь района. Однако Г. М. Коровниченко и др. (1945) считают, что здесь кремни находятся во вторичном залегании. В работах П. К. Замория и В. Я. Дидковского (1947), В. Я. Дидковского (1948) впервые описаны зеленые глауконитовые пески, залегающие в районе г. Коростеня под кремнями. На основании изучения фаунистических данных, В. Я. Дидковский уточняет возраст верхнемеловых пород: слой кремней и окварцованных известняков он относит к туронскому, а залегающие ниже глауконитовые пески — к сеноманскому ярусу.

В районе месторождений ильменита бассейна р. Ирши верхнемеловые отложения обнаружены скважинами; они представлены двумя литологическими разностями: 1) глинистыми глауконитовыми песками и глинами зеленого цвета и 2) налегающими на них песчано-кремневыми породами. Глауконитовые пески и глины обнаружены на междуречье рр. Ирши и Тростяницы по геологоразведочным линиям: 610, где они наиболее мощные (до 10—12 *м*), 690,598 (здесь мощность песков и глин

небольшая, около 0,5—2 *м*) и некоторым другим [1]. Они залегают в долинообразных понижениях, выработанных в коре выветривания кристаллических пород и в континентальных отложениях верхней юры — нижнего мела. Пески и глины фаунистически не охарактеризованы; предположительно они отнесены к сеноманскому ярусу по аналогии с такими же, но содержащими фауну, отложениями бассейна р. Уж и по стратиграфическому положению.

Песчано-кремневые породы имеют сравнительно широкое распространение в пониженных участках коры выветривания кристаллических пород; они встречены на междуречье Ирши и Тростяницы восточнее линии ст. Турчинка—с. Каменный Брод и по р. Лемне, а также в некоторых других пунктах. Песчано-кремневый горизонт подвергся интенсивному размыву и сохранился в настоящее время в верхнеюрских — нижнемеловых долинах в виде вытянутых по простиранию этих долин нешироких полос (междуречье рр. Ирши и Тростяницы) или отдельных неправильных пятен. В доверхнемеловой долине, начинающейся у Лесовщины и простирающейся к р. Уж (к с. Могильно), также встречен этот горизонт; здесь он имеет, повидимому, весьма значительное распространение.

Мощность песчано-кремневого горизонта в общем небольшая — 1—1,5 *м* по линии 670, 686, 2—5 *м* по линиям 650а, 630, 610 (рис. 5, 6, 8, а также рис. 1, 2 в статье М.Ф.Веклича, М. Г. Дядченко, П. К. Замория, А. Я. Хатунцевой, 1955) и лишь в отдельных случаях по промежуточным геологоразведочным линиям, расположенным между магистральными на междуречье Ирша — Тростяница, достигает 6—7 *м*. Залегание пласта своеобразное: он повторяет рельеф поверхности более древних пород, почти не увеличиваясь в мощности в понижениях и не уменьшаясь на возвышенных участках.

Этот горизонт сложен разнообразными по форме и величине стяжениями кремня серого, темно-серого, желтого и бурого цвета, сравнительно крепких и плотно прилегающих одно к другому. Крупные стяжения, как правило, сильно трещиноваты. Небольшие промежутки между кремнями заполнены светло-серым, бурым и желтым мелко- и среднезернистым песком в одних случаях, и вторичным каолином — в других.

В связи с этими особенностями состава и строения кремневого горизонта возникают два вопроса: коренное ли залегание кремней в нем, а если коренное, то какой возраст этого горизонта.

По р. Уж, где кремневый горизонт изучен также и в естественных обнажениях, твердо установлено коренное залегание кремней. Между тем мощность, литология и условия залегания его здесь в общем аналогичны таковым же в бассейне р. Ирши. Это свидетельствует о коренном залегании кремней на площадях, показанных на карте.

Кремни, образующие этот горизонт, в бассейне р. Ирши, как показали исследования условий их залегания на междуречье рр. Ирши и Тростяницы в шурфах, пройденных Западноукраинской экспедицией, залегают в виде стяжений. Часто стяжения разбиты трещинами и распадаются при освобождении из горизонта на отдельные остроугольные обломки; однако в породе эти обломки являются составными частями конкреций, а не отдельными обломками. Следовательно, трещиноватость кремнистых стяжений здесь вторичная и произошла после их образования и отложения. При образовании кремневого горизонта стяжения были целыми, что также служит одним из показателей коренного залегания кремней.

Стяжения, слагающие кремневый горизонт, совершенно неокатаны. Поверхность их очень неровная, шероховатая; между отдельными стяжениями часто существует некоторая связь: отдельные наросты соседних стяжений в виде пальцев и ветвей причудливой формы сложно пе-

[1] На наших разрезах они объединены со слоем кремней.

реплетаются. Наконец, плотное прилегание стяжений одного к другому и залегание кремневого горизонта на верхнеюрских — нижнемеловых породах также подтверждают вывод о коренном залегании кремней в горизонте в районе месторождений ильменита в бассейне р. Ирши.

Это не исключает того, что многие кремневые обломки и стяжения имеют вторичное залегание; они наблюдаются во вторичных каолинах, в четвертичных песках, суглинках, супесях, не образуя, однако, кремневых горизонтов.

Второй вопрос — о времени образования кремневого горизонта решается на основании фаунистических данных. В коренном залегании этих пород в бассейне р. Ирши фауна не встречена. По р. Уж фауна в них собрана и обработана В. Я. Дидковским (1947); она указывает на туронский век этого горизонта.

Интересен вопрос о происхождении вторичного каолина и песка, выполняющих промежутки между кремневыми стяжениями. Туронский ярус здесь представлен морскими породами, значит наличие в них каолинита не первичное. П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947) считают пески между туронскими кремнями в бассейне р. Уж эпигенетичными, илювиальными, что, по нашему мнению, верно также и для бассейна Ирши. Таким образом, породы туронского яруса состоят из двух разновозрастных и генетически разнородных частей: 1) стяжений кремня, находящихся в первичном залегании, материал которых отложен в туронский век, 2) песков и вторичных каолинов илювиального происхождения и послетуронского возраста.

Отложения третичной системы в районе месторождений ильменита бассейна Ирши имеют незначительное распространение. Они представлены бучакским и харьковским ярусами, полтавской свитой, горизонтом пестрых глин, а также бурыми глинами, образование которых обычно относят к концу плиоцена — началу четвертичного периода (В. Г. Бондарчук, М. Ф. Веклич, П. К. Заморий, И. Г. Пидопличко, И. Л. Соколовский, 1955).

Породы, отнесенные Ф. А. Станиславским (1951) к бучакским на основании детального изучения растительных остатков, описаны у с. Рыжан и во многих соседних с рассматриваемым районом точках — Могильном, Волянщине, Кремянке, Рудне Барановской. В Рыжанах, как и в других местах, они представлены песчаниками, залегающими на коре выветривания кристаллических пород. Песчаники кремнисто-глинистые, светло-серые, от рыхлых до сливных, яснослоистые, с хорошими отпечатками листьев, шишек, ветвей и стволов (Бельский, 1912). По вопросу о возрасте флороносных песчаников Рыжан, Волянщины и других месторождений нет единого мнения. До исследований Ф. А. Станиславского, А. Н. Криштофович (1912) и Н. В. Пименова (1937) другие исследователи относили их к полтавскому ярусу также на основании изучения флористических остатков. Как полтавские, они описаны В. Д. Ласкаревым (1914), Г. М. Коровниченко (1945) и многими другими.

Отложения харьковского яруса обнаружены на небольших участках у с. Добрынь, Вихля, Буки, Бучки, а также к западу и северу у Рудни Шляховой, Зубровке, Каменном Броде, Россоховском и др. Они представлены крепкими опоковидными, кремнисто-глинистыми песчаниками и глауконитовыми песками, залегающими на коре выветривания кристаллических пород под отложениями четвертичной системы. Глауконитовые пески обнаружены А. Е. Фурсой и др. (1946) у с. Добрынь; они же пройдены одной из скважин по линии 650а (рис. 6). Пески фаунистически не охарактеризованы и отнесены А. Е. Фурсой к харьковскому ярусу условно. В песчаниках, главным образом, опоковидных, содержится обильная фауна моллюсков; в указанных выше местонахождениях фауна собрана и обработана Д. Е. Макаренко (1955),

которому палеонтологический материал послужил основанием датировать возраст песчаников нижним олигоценом (харьковский век), вопреки мнению предыдущих исследователей (специально не занимавшихся изучением фауны), считавшим его киевским. Д. Е. Макаренко в составе фауны моллюсков опоковидных песчаников выделяет две группы. К первой он относит формы широкого вертикального распространения (от нижнего олигоцена до верхнего и иногда нижнего эоцена); вторая группа включает формы, неизвестные в отложениях более древних, чем олигоценовые, а именно: *Arka sandbergeri* Desh., *Pectunculus obovatus* Lam., *Venericardia divergens* Desh. var *praeculsor* Klucz., *Cardita domgeri* Sok., *Callista (chionella) sokolovi* Slod., *Panopaea heberti* Bosg., *Chlamys sokolovi* Klucz., *Cyrina rotundata* Brayn. var *inflata* Coldf., *Tomiris ucrainae* Mich. var. *fasciata* Klucz.

Отложения полтавской свиты имеют сплошное распространение на междуречьях восточнее рр. Злобич и Тростяница; на междуречье рр. Ирши и Тростяницы, в бассейне рр. Лемни и Н. Иршицы они встречены на немногих участках (рис. 1). Свиту слагают белые, в верхней части пестроокрашенные мелко- и тонкозернистые каолинистые пески, залегающие на коре выветривания кристаллических пород и изредка на более древних (главным образом верхнемеловых) осадочных отложениях.

Западнее г. Володарск-Волынского, за пределами рассматриваемого района, в толще песков, главным образом в ее нижней части, встречены линзовидные прослои бурого угля (Г. М. Коровниченко и др., 1945). Пыльцевой анализ бурых углей Вишняковского участка, выполненный Е. Т. Ломаевой (П. К. Заморий, М. Ф. Веклич, Е. Т. Ломаева, К. Н. Варава, 1954), показал, что по спорово-пыльцевому спектру этих углей, характеризующемуся большим разнообразием растительных форм, бурые угли и вмещающие их пески могут быть отнесены к переходному времени от олигоцена к миоцену.

Горизонт пестрых глин имеет почти одинаковое с полтавской свитой распространение. Он сложен сизовато-серой, голубовато-серой, серой, часто пятнистой, местами черной неслоистой глиной, состоящей в основном из кварца и минералов группы монтмориллонита и гидрослюд. Местами глины разделяются по окраске на несколько неясно разграниченных слоев.

Бурые глины встречены скважинами на междуречье между Меленями и Чеповичами (А. Е. Фурса, 1946). Мощность горизонта не превышает 2 *м*. Глины пластичны, имеют бурую или серовато-бурую окраску, местами содержат карбонатные конкреции и железисто-марганцевые оолиты. Образование этих глин произошло, повидимому, за счет выветривания и переотложения пестрых глин.

Четвертичные отложения распространены почти повсеместно; отсутствуют только на небольших площадях выходов кристаллических пород. Эти отложения представлены тремя отделами четвертичного периода [1].

Доледниковые отложения обнаружены в погребенных долинах на междуречье рр. Ирши и Тростяницы, по р. Лемне и под гляциигенными песками и суглинками водно-ледниковой террасы, простирающейся вдоль р. Ирши. О распространении этих отложений некоторое представление дают рис. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 14. Первые сведения о наличии здесь доледниковых песков приводит А.Е. Фурса (1946).

[1] Здесь принято расчленение четвертичного периода (системы) на три эпохи (отдела): доледниковую (раннечетвертичную, нижний отдел, постплиоцен), ледниковую (среднечетвертичную, средний отдел, плейстоцен) и послеледниковую (современную, верхний отдел, голоцен), с границами между эпохами (отделами), согласно В. Г. Бондарчуку (1955).

высказавшая предположение о существовании в пределах междуречья рр. Ирши и Тростяницы (в 2—6 *км* к югу от сс. Шершни, Мелени) раннечетвертичной долины — Праирши. Основанием для такого заключения послужила значительная мощность четвертичного покрова, а также некоторые литологические различия в толще песков, подстилающих морену (более крупнозернистый состав и обилие обломков кремня в нижней их части в сравнении с верхней). Нами на основании анализа буровых материалов Западноукраинской экспедиции выявлено более широкое распространение раннечетвертичных отложений.

В наиболее ясных стратиграфических условиях раннечетвертичные отложения находятся на междуречье рр. Ирши и Добрынки между сс. Стариками и Добрынью (рис. 5, 6, 8, 9, 14 и др.).

Здесь сравнительно мощная (8—15 *м*) толща песков, супесей и суглинков, залегающая ниже водно-ледниковых песков, выполняет глубокие (15—25 *м* и больше), сравнительно широкие (до 1,5—2 *км*), в современном рельефе почти совершенно не выраженные (погребенные) долины. Уклон ложа этих долин — на восток—северо-восток; одну из раннечетвертичных долин унаследовала р. Ирша; здесь раннечетвертичная толща слагает нижнюю часть террасовых отложений.

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что в этих погребенных долинах и на высокой (водно-ледниковой) террасе ниже подморенных водно-ледниковых песков в разрезе четко выражены два горизонта — верхний, сложенный суглинками, супесями и мелкозернистыми песками, и нижний, в строении которого участвуют разнозернистые пески с галькой и щебнем изверженных пород и кремня. Иначе говоря, здесь наблюдаются те же фациальные особенности, что, например, и на современной пойме.

Таким образом, залегание раннечетвертичных отложений в погребенных долинах и их фациальные особенности являются основанием для вывода об а л л ю в и а л ь н о м п р о и с х о ж д е н и и этих отложений и дают возможность считать верхний горизонт пойменной, а нижний — русловой фациями.

Раннечетвертичный аллювий литологически несколько отличен от налегающих на него гляцигенных отложений. Кроме отмеченных выше фациальных отличий, разница заключается также в сравнительной обогащенности его органическими (растительными) остатками. В верхнем горизонте аллювия, в пойменной его фации, реже в русловой встречаются прослои и линзы темносерых, почти черных суглинков и супесей, являющихся, повидимому, аллювиальными ископаемыми почвами.

В русловой фации также нередки органические остатки, местами окрашивающие пески в серый и темно-серый цвет.

Из изложенного вытекает, что погребенный аллювий отложен раньше гляцигенной толщи, на что указывает наличие в нем фаций, перерыва в осадконакоплении между гляцигенной и аллювиальной толщами (ископаемые почвы) и разные источники питания: в аллювиальной толще минералы только местные, в гляцигенной — смешанные.

В других случаях фациальные и палеопедологические основания для выделения раннечетвертичного аллювия отсутствуют, хотя подморенные пески и выполняют местами долинообразные понижения на поверхности коры выветривания кристаллических пород. В таких случаях вся подморенная толща песков нами отнесена к водно-ледниковым отложениям днепровского оледенения (среднечетвертичным). При этом не исключается, что низы этой толщи в долинообразных понижениях являются уцелевшей от размыва нижней частью раннечетвертичного аллювия.

К с р е д н е м у о т д е л у четвертичной системы в районе месторождений ильменита бассейна р. Ирши отнесены: морена и вся толща

водно-ледниковых песков днепровского оледенения как подморенных, так и надморенных, аллювий второй (первой надпойменной) террасы и частично делювиальные, эоловые и элювиальные образования. Морена на междуречьях распространена почти повсеместно, представлена валунными суглинками, валунными супесями, валунными песками и изредка глинами с преобладанием суглинков и супесей желто-бурого, красновато-бурого, красно-бурого, реже—в местах обводнения—светло-серого и сизовато-серого цвета. Ее мощность колеблется от 0,5 *м* до 12,6 *м*. Валуны и гальки морены, состоящие из разнообразных кристаллических и осадочных пород, обычно округлые, размещены в породе более или менее равномерно; сортировка их по величине отсутствует.

Водно-ледниковые отложения представлены мелко- и среднезернистыми, изредка крупнозернистыми песками, которые разделяются валунными суглинками и супесями на подморенные и надморенные. Надморенные пески имеют широкое распространение (см. карту четвертичных отложений, П. К. Заморий и М. Ф. Веклич, 1955); мощность их небольшая, в среднем равна 1—2 *м*. Подморенные водно-ледниковые пески также распространены очень широко (рис. 2—11), особенно в понижениях поверхности дочетвертичных пород, где их мощность достигает 12—15 *м*.

Водно-ледниковые пески слоистые; слоистость косая, неправильная или горизонтальная; обычно чередование прослоев мелко- и среднезернистых песков и тонких прослоев (иногда линз) крупно- и грубозернистой размерности. В толще водно-ледниковых отложений встречаются гальки, щебень, редко валуны, в основном тех же пород, что и в морене.

По вопросу о возрасте надморенных водно-ледниковых (зандровых) песков нет единого мнения. Одни считают их вюрмскими (Д. Н. Соболев, 1925), другие (В. Н. Чирвинский, 1935) относят верхние горизонты песков к вюрмскому, а нижние — к рисскому (днепровскому) ледниковью, у третих (Д. Н. Биленко, 1934, 1935) расчленение еще более дробное.

Вряд ли есть основание считать, что зандровые пески южной части Полесья (в том числе и бассейна р. Ирши) отложены талыми водами валдайского оледенения, так как нельзя, прежде всего, допустить, что водно-ледниковые потоки этого оледенения, имевшие перед собой открытые широкие и сравнительно глубокие долины Днепра и Припяти, достигали водоразделов. Наиболее вероятно, что надморенная толща отложена талыми водами днепровского оледенения, а территориальное распределение песков, суглинков и лессов в этой толще обусловлено литологией питавших морену доледниковых пород (четвертичных и дочетвертичных) и условиями рельефа.

Аллювиальные отложения среднечетвертичной эпохи слагают вторую (первую надпойменную) террасу рр. Ирши, Н. Иршицы, Лемни, Паромовки, Тростяницы и других; в разрезах они нечетко разделяются на две фации — русловую (крупно- и разнозернистые пески) и пойменную (мелко- и среднезернистые пески с прослоями суглинков).

Отложения современного отдела четвертичной системы представлены аллювием поймы — мелко- и среднезернистыми песками, суглинками с прослоями и линзами вторичных каолинов, бурого железняка, охры и торфа (пойменная и старичная фации), а также гравийными, крупно- и разнозернистыми песками (русловая фация).

Делювиальные, эоловые и элювиальные образования (главным образом пески, дресва и почвы, залегающие стратиграфически выше морены) не имеют четких критериев для их возрастного подразделения, в связи с чем время их формирования определяется интервалом от окончания седиментации водно-ледниковых отложений днепровского оледенения до настоящего времени.

Стратиграфия и генетические типы россыпей ильменита

Изучение буровых материалов, данных опробования, геологии и геоморфологии района месторождений ильменита в бассейне Ирши позволяет в настоящее время не только дать общую характеристику пласта осадочных пород, содержащих промышленные концентрации ильменита, но и расчленить по возрасту эти породы, с большей или меньшей достоверностью определить их происхождения и условия накопления, морфологические особенности отдельных генетических типов россыпей ильменита.

Россыпи ильменита в бассейне р. Ирши залегают в виде невыдержанного по мощности пласта на коре выветривания габбровых пород и местами гранитов коростенского типа (главным образом на первичных каолинах, реже — на дресве) и лишь на небольших площадях — на невыветрелых кристаллических породах. На первый взгляд кажется, что этот пласт сложен одновозрастными и генетически одинаковыми породами, так как он будто бы не считается с геоморфологическими условиями и залегает в нижней части осадочной толши и на пойме, и на второй, и на водно-ледниковой террасах, и на междуречьях; но считать россыпи одновозрастными, как увидим ниже, нельзя.

Мощность пласта осадочных отложений, имеющих промышленные содержания ильменита, невыдержана и изменяется от нескольких десятков сантиметров до 10—18 *м* и в общем определенным образом зависит от характера рельефа поверхности коры выветривания кристаллических пород. Эта зависимость заключается в увеличении мощности пласта в понижениях и в уменьшении ее или полном выклинивании на возвышенных участках; она является одним из важных общих поисковых критериев и говорит о необходимости изучения рельефа ложа осадочной толщи при прогнозировании поисково-разведочных работ на россыпи тяжелых минералов.

Однако указанная зависимость является только общей. В отдельных случаях иногда наблюдаются резкие отклонения: в наиболее пониженных участках россыпь ильменита местами прерывается.

Из приведенных разрезов (рис. 2—11) видно, что причина выклинивания пласта зависит от возраста слагающих его пород: отложения разных стратиграфических горизонтов в отношении содержания ильменита ведут себя далеко неодинаково. Поэтому выяснение стратиграфических соотношений, установление правильного возрастного расчленения осадочных пород является важным условием успешных поисково-разведочных работ.

Пласт ильменитоносных осадочных пород сложен разными по возрасту отложениями: 1) современными, 2) среднечетвертичными аллювиальными песками, 3) среднечетвертичными, днепровскими водно-ледниковыми песками, 4) раннечетвертичным (доледниковым) аллювием, 5) третичными континентальными отложениями, 6) верхнемеловыми породами морского происхождения, 7) верхнеюрскими — нижнемеловыми континентальными отложениями.

Таким образом, по происхождению россыпи ильменита в бассейне р. Ирши разделяются на: континентальные: 1) аллювиальные (верхнеюрские — нижнемеловые, раннечетвертичные, среднечетвертичные, современные), 2) делювиальные и аллювиально-делювиальные (верхнеюрские — нижнемеловые, четвертичные), 3) водно-ледниковые (среднечетвертичные); генетический тип третичных россыпей не установлен; морские (верхнемеловые).

В разрезе ильменитовых залежей и в горизонтальном направлении сочетание этих генетических типов весьма различно и изменяется в зависимости от многих причин и прежде всего от геоморфологических условий. В пределах поймы ильменитовая россыпь в большинстве является русловой фацией современного аллювия и лишь изредка сложена

разновозрастными отложениями; так, например, по Лемне современная аллювиальная россыпь налегает на доверхнемеловую; по геологоразведочной линии 750 (через р. Иршу) есть основание для предположения о более древнем, повидимому, раннечетвертичном возрасте нижней части пласта россыпи на пойме. На водно-ледниковой террасе во многих разрезах наблюдается налегание водно-ледниковой россыпи на раннечетвертичную. На междуречьях соотношение разновозрастных россыпей еще более сложное. В основании здесь залегают верхнеюрские — нижнемеловые россыпи, на них местами располагаются россыпи верхнемелового возраста, а на последних — водно-ледниковые, среднечетвертичные; раннечетвертичные аллювиальные россыпи обычно вложены в более древние, мезозойские, или же лежат в глубоких погребенных долинах на поверхности кристаллических пород.

Генезис и возраст не всех перечисленных типов россыпей установлен с полной определенностью. Так, например, делювиальный и аллювиальный характер россыпей верхней юры — нижнего мела еще не бесспорный; еще требуют изучения морские верхнемеловы россыпи ильменита, так как в бассейне р. Ирши верхнемеловые отложения все еще остаются фаунистически не охарактеризованными и, кроме того, способ накопления ильменита в кремневом слое еще нельзя считать установленным; очень слабо изучены делювиальные россыпи четвертичного возраста; необходима более детальная аргументация выделения раннечетвертичных россыпей, особенно в части определения возраста. Все эти вопросы, как и некоторые другие, имеющие, кроме теоретического, большое прикладное значение, требуют дальнейших исследований.

Как установлено многочисленными исследованиями до 1950 г., а также работами Западноукраинской экспедиции и Института геологических наук АН УССР на протяжении последних шести лет, источником сноса ильменита в осадочные породы бассейна р. Ирши служили основные кристаллические породы Волынского габбро-лабрадоритового массива и их кора выветривания, имеющие на больших площадях массива промышленные содержания ильменита. Одной из важнейших предпосылок образования россыпей, приуроченных к осадочным отложениям, послужило наличие мощной легко размываемой каолиновой коры выветривания ильменитоносных кристаллических пород, образование которой здесь, в свою очередь, обусловлено всем ходом истории развития северо-западной части Украинского кристаллического щита; сравнительно слабая тектоническая мобильность этого района со средины мезозойской эры обусловила равнинный характер рельефа коры выветривания кристаллических пород и, следовательно, накопление ильменита в осадочных отложениях вблизи источников сноса.

Рассмотрим в стратиграфической последовательности выделенные генетические типы россыпей ильменита.

Континентальные россыпи ильменита

Континентальные (аллювиальные) россыпи верхней юры — нижнего мела обнаружены, главным образом, на междуречье рр. Ирши—Тростяницы и по р. Лемне; ильменитоносными здесь являются все литологические разности континентальных отложений этого возраста — каолинистые и углистые пески, вторичные каолины, бурые угли, которые залегают в более или менее четко выраженных долинообразных понижениях под верхнемеловыми и четвертичными отложениями. Следовательно, эти россыпи являются погребенными. Наиболее полно они сохранились на тех участках, где кровлей их служит устойчивый к размыву и разрушению пласт туронских кремней.

В связи с этим и форма ильменитоносных верхнеюрских — нижнемеловых пород в поперечном разрезе выполненных ими понижений

обычно вполне определенная. Это чаще выпуклые книзу пласты или линзы, нижняя поверхность которых точно повторяет неровное ложе доверхнемеловых понижений коры выветривания кристаллических пород.

Верхняя поверхность линз и пластов россыпи на разных участках неодинакова. В одних случаях она сравнительно ровная, в других изобилует крупными понижениями долинообразного характера, образованными в результате размыва верхнеюрских — нижнемеловых пород водными потоками, наследовавшими древние понижения в дотуронское и в более позднее время. Особенно часты размывы раннечетвертичного возраста, образовавшие местами крупные, глубокие, в настоящее время погребенные долины. На некоторых участках четвертичная эрозия полностью снесла не только доверхнемеловые континентальные породы, но и кору выветривания габбро-лабрадоритов, расчленив единый пласт (или линзу) доверхнемеловой россыпи на неправильные (в разрезе) участки.

По р. Лемне, унаследовавшей от с. Лесовщины до р. Ирши доверхнемеловую долину, аллювиальные россыпи верхней юры — нижнего мела обнаружены почти на всем протяжении этого участка р. Лемни, за исключением приустьевой ее части. Россыпи здесь залегают под четвертичными (аллювиальными и водно-ледниковыми) песками, изредка — под туронскими кремнями. Ложе россыпи выпуклое книзу, сравнительно ровное, кровля также не имеет значительных колебаний высотных отметок.

Форма континентальных (аллювиальных) россыпей ильменита верхнеюрского — нижнемелового возраста, как видно из рис. 12, в общих чертах повторяет контуры отдельных участков мезозойских погребенных долин, несмотря на сильное расчленение площади этих россыпей более поздней эрозией. На междуречье Ирши—Тростяницы основная аллювиальная россыпь имеет вид почти сплошной полосы, простирающейся с юго-запада на северо-восток на 17—18 *км* при ширине, колеблющейся от нескольких сот метров до 3,5—4 *км*. По Лемне длина россыпи достигает 9 *км*, а ширина — 0,7—2 *км*.

Мощность пластов и линз верхнеюрских — нижнемеловых россыпей в погребенных долинах также весьма различна. В тех случаях, когда эти россыпи залегают под пластом туронских кремней, местами она достигает 10—15 *м* и больше, увеличиваясь в средней части погребенных долин и уменьшаясь к их бортам.

Содержание ильменита в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях находится в теснейшей связи с ильменитоносностью коры выветривания габбро-лабрадоритовых пород. В тех разрезах, где в каолинах и дресве содержание ильменита незначительное, непромышленное, верхнеюрские—нижнемеловые отложения также имеют невысокую концентрацию этого минерала. Это указывает, что отложения, выполняющие погребенные долины, образовались главным образом за счет переотложения коры выветривания кристаллических пород вблизи лежащих участков, т. е. что перенос продуктов выветривания происходил на очень незначительные расстояния.

Изменения содержания ильменита в верхнеюрских—нижнемеловых россыпях очень большое как на разных участках, так и в одном и том же разрезе и колеблется от знаков до 400—1100 *кг/м*^{3}, причем наибольшие содержания в каждом отдельном разрезе россыпи чаще всего приурочены к нижним ее горизонтам.

Континентальные (делювиальные и аллювиально-делювиальные) россыпи ильменита верхней юры—нижнего мела в очень ясных геоморфологических условиях выявлены на побережьях р. Лемни в районе с. Лесовщины и на междуречье рр. Лемни и Нижней Иршицы, где они плащеобразно покрывают пологие склоны плоских обширных, но невысоких холмов и гряд, сложенных кристаллическими породами, а также выполняют погребенные небольшие понижения между этими холмами и грядами. Россыпи здесь приурочены, главным образом, ко вторичным

каолинам и подчиненным им мелко- и тонкозернистым каолинистым пескам; они залегают на коре выветривания кристаллических пород, покрываются четвертичными песками водно-ледникового и местами делювиального происхождения, мореной и изредка пестрыми глинами. Во вторичных каолинах и каолинистых песках обломки стяжений кремня не обнаружены, не встречено также слоя кремней на этих отложениях. Подошва ильменитоносных осадочных пород здесь лежит в общем гипсометрически выше, чем в унаследованной р. Лемней верхнеюрской — нижнемеловой долине; судя по характеру рельефа коры выветривания, литологии и условиям залегания, отложения, слагающие россыпь, являются одной из фаций континентальной верхней юры — нижнего мела, именно фацией склонов и водоразделов.

Мощность делювиальной и аллювиально-делювиальной россыпи верхней юры—нижнего мела в районе Лесовщины и на междуречье Лемни—Нижней Иршицы колеблется на небольших расстояниях от 0,5 до 10—15 *м*, причем уловить какую-либо закономерность в изменениях мощности очень трудно. В отличие от континентальных аллювиальных отложений верхней юры — нижнего мела, залегающих в долинах и имеющих почти повсеместно в каждом отдельном разрезе высокие, превышающие промышленные, содержания ильменита, делювиальные и аллювиально-делювиальные вторичные каолины и каолинистые пески этого же возраста далеко не всегда являются промышленной россыпью, что наглядно видно при сравнении геологической карты дочетвертичных осадочных пород (рис. 1) и карты генетических типов россыпей (рис. 12); если вторичные каолины и другие подчиненные им породы верхнеюрского — нижнемелового возраста покрывают большие площади междуречья рр. Лемни и Нижней Иршицы, то россыпи, приуроченные к ним, распространены только сравнительно неширокими полосами субширотного простирания, протягивающимися от с. Крапивня к доверхнемеловой долине в районе с. Лесовщины.

Этого же типа россыпи наблюдаются и на других повышенных участках поверхности коры выветривания кристаллических пород — на левобережье Лемни, на междуречье рр. Ирши—Тростяницы—Паромовки западнее железной дороги Житомир—Коростень, на побережьях Тростяницы и в некоторых других местах. Мощность россыпей здесь обычно небольшая, порядка 1—3 *м*, вмещающими породами служат также главным образом вторичные каолины.

Несмотря на колебания в содержании ильменита, верхнеюрские — нижнемеловые породы бассейна р. Ирши как выполняющие долины (аллювиальные), так и залегающие на доверхнемеловых междуречьях (делювиальные и аллювиально-делювиальные) характеризуются в общем очень высокой концентрацией тяжелых минералов и на бо́льших площадях их развития являются промышленными россыпями ильменита.

Континентальные россыпи ильменита третичного возраста обнаружены до сих пор только на двух участках — южнее с. Забранное (рис. 12) и к северо-западу от с. Шершни (рис. 9, 12). Стратиграфическое положение этих россыпей к югу от Забранного (как видно из рис. 1 в работе М. Ф. Веклича, М. Г. Дядченко, П. К. Замория, А. Я. Хатунцевой, 1955) не вполне ясное: в нижней части они могут быть и более древними, верхнеюрскими и нижнемеловыми. Ильменитоносные породы здесь представлены мелко- и крупнозернистыми песками обычно с обломками верхнемеловых кремней, что указывает на послетуронский их возраст. В горизонтальном направлении они к югу переходят в углистые глины и вторичные каолины, почти не содержащие ильменита, но залегающие на слое верхнемеловых кремней. Содержание ильменита в отдельных разрезах россыпи (среднее) — 18—33 *кг/м*^{3}, максимальное в отдельных пробах приурочено к нижней части толщи, примером чего может быть скважина 580 геологоразведочной линии 610:

Глубина взятия пробы в *м*	7,5—8,0	8,0—8,5	8,5—9,0	9,0—9,5	9,5—10,0	10,0—10,5	10,5—11,0	11,0—11,5
Содержание ильменита в пробе в *кг/м³*	1,2	7,8	6,6	4,6	6,5	10,1	5,9	3,9
Глубина взятия пробы в *м*	11,5—12,0	12,0—12,5	12,5—13,0	13,0—13,5	13,5—14,0	14,0—14,5	14,5—15,0	15,0—15,5
Содержание ильменита в пробе в *кг/м³*	8,3	19,4	5,8	3,6	8,8	105,5	164,7	146,1

К северо-западу от с. Шершни третичная россыпь обнаружена в небольших углублениях под мореной днепровского оледенения. Она сложена разнозернистыми песками с обломками кремня и прослоями вторичного каолина и залегает на коре выветривания габбро-лабрадоритов; ее мощность изменяется от 5 до 9,5 *м*, ширина превышает 500 *м*, содержание полезного ископаемого высокое — 25,3—174 *кг/м³* на пласт и до 268 *кг/м³* в отдельных пробах.

Аллювиальные россыпи ильменита раннечетвертичного возраста приурочены к русловой фации раннечетвертичного аллювия. Обнаружены на междуречье рр. Ирши и Тростяницы в погребенных долинах и в подошве отложений, слагающих водно-ледниковую террасу на правобережье р. Ирши у сс. Шершни и Шершневская Рудня. В пределах оконтуренных на карте участков россыпи залегают в довольно ясных стратиграфических, фациальных и геологических условиях: здесь под водно-ледниковыми песками, подстилающими морену, в отложениях, выполняющих погребенные долины, четко выделяются две фации — пойменная (мелкозернистые пески, суглинки, супеси, местами с гумусированными прослоями) и русловая (разнозернистые, часто крупнозернистые пески). Высокие концентрации ильменита приурочены только к последней.

Как видно из сравнения рис. 14, представляющего также и карту распространения раннечетвертичных аллювиальных отложений, с рис. 12, содержание ильменита даже в русловой фации не повсеместно превышает 10 *кг/м³*. Иначе, раннечетвертичные аллювиальные россыпи в сравнении с площадью распространения отложений этого генезиса и возраста занимают сравнительно небольшие участки. В этом одно из основных отличий их от доверхнемеловых, верхнеюрских — нижнемеловых россыпей, которые занимают бóльшую (а в долинной фации почти всю) площадь распространения одновозрастных и вмещающих отложений.

Представление о средних содержаниях ильменита в раннечетвертичных россыпях дает табл. 1, из которой, а также из рис. 5, 6, 8, 9, 10, 11, следует, что концентрация ильменита в них значительно ниже, чем в россыпях дочетвертичного возраста.

Колебания содержания ильменита в русловой фации раннечетвертичного аллювия очень значительные и изменяются от знаков до 25 *кг/м³* на всю толщу русловой фации, мощность которой местами превышает 15 *м*; в нижней ее части содержание ильменита достигает в единичных пробах 70—100 *кг/м³*.

Кроме разрезов, где раннечетвертичный аллювий находится в ясных фациальных и стратиграфических условиях, наблюдаются значительные площади, особенно в пределах развития водно-ледниковой террасы вдоль р. Ирши, где изменение литологии подморенных песков книзу очень постепенное; здесь для расчленения этих песков по возрасту нет данных; повидимому, эти пески в одних разрезах являются только водно-ледниковыми, в других — верхняя их часть отложена водно-ледниковыми потоками во время днепровского оледенения, а нижняя — рекой в ранне-

четвертичную эпоху. Площадь этих нерасчлененных отложений, содержащих часто промышленные концентрации ильменита, очень большая. На карте (рис. 12) россыпи этого типа показаны как нерасчлененные водно-ледниковые среднечетвертичные и аллювиальные раннечетвертичные.

Аллювиальные среднечетвертичные россыпи ильменита приурочены к отложениям русловой фации второй (первой надпойменной) террасы р. Ирши на большей площади участков этой террасы, а также по другим участкам, за пределами рассматриваемого района, в частности — у Гутки Лагановской по р. Ирше, в нижнем и среднем течении рр. Очеретянки, Тростяницы и Добрынки. Они детально разведаны Западноукраинской экспедицией только в среднем течении р. Ирши, ниже с. Рудня Крапивенка; по другим рекам данных значительно меньше; по Тростянице, Очеретянке, Добрынке, в верховье и нижнем течении р. Ирши и другим поисковые работы в основном выполнены в пределах пойм, и лишь немногие скважины прошли террасовые отложения. Несмотря на это, данные геоморфологических исследований и поисково-разведочных работ позволяют сделать заключение, что только в среднем течении р. Ирши среднечетвертичная аллювиальная россыпь имеет крупное промышленное значение. Это связано со сравнительно широким развитием здесь второй террасы и значительной мощностью слагающего ее аллювия, а также с высоким содержанием ильменита в русловой фации, часто во много раз превышающим промышленные кондиции. По р. Тростянице в пределах участка, где ее долина выработана в габбро-лабрадоритовых породах, вторая терраса встречается небольшими участками, часто имеет эрозионный характер; поэтому здесь среднечетвертичные аллювиальные россыпи, даже при высоком содержании в них ильменита, не могут достигать ни больших мощностей, ни значительных размеров. По Очеретянке и Добрынке вторая терраса развита очень слабо; о содержании ильменита в ее отложениях почти ничего неизвестно. По р. Ирше, выше с. Ст. Бобрика, вторая терраса также не имеет широкого развития, и, кроме того, на большей части участка, где долина врезана в ильменитоносные кристаллические породы (ниже г. Володарск-Волынского), она является эрозионной (между Волянщиной и восточной окраиной Рыжан).

Ниже Меленей вторая терраса р. Ирша развита широко. Однако здесь Ирша прорезает не денудационную равнину ильменитоносных кристаллических пород, а первичную аккумулятивную равнину неогенового возраста, сложенную с поверхности бедными ильменитом пестрыми глинами, песками полтавской свиты, а ближе к устью — песками харьковского, мергелями и песками киевского ярусов и нерасчлененными каневско-бучакскими отложениями, служившими в значительной степени одним из важных источников питания аллювия второй террасы, что не могло не привести к разубоживанию россыпи. Кроме того, Ирша здесь на значительном протяжении врезана не в габбро-лабрадориты, а в граниты коростенского типа, а ниже Пинязевичей — в третичные отложения, которые здесь являются цоколем отложений второй террасы. Все эти обстоятельства оказали неблагоприятное влияние на формирование среднечетвертичных аллювиальных россыпей ильменита в нижнем течении р. Ирши.

Таким образом, крупная промышленная аллювиальная россыпь ильменита среднечетвертичного возраста расположена в среднем течении р. Ирши на участке сс. Ст. Бобрик и Мелени; россыпь здесь повсеместно детально разведана и, за исключением небольших площадей, все участки второй террасы входят в контур промышленной россыпи ильменита.

Залегание среднечетвертичной аллювиальной россыпи пластообразное, с очень неровными верхней и нижней поверхностями и, как следствие, сильно колеблющейся мощностью — от десятков сантиметров до 8—10 *м* и больше. В плане россыпь в общем повторяет контуры участков второй террасы (рис. 12). В основании россыпи почти повсеместно залегают не-

разрушенные кристаллические породы и их кора выветривания. Последние, как и литологический состав пласта, исключают более древний, чем четвертичный, возраст этих россыпей (так как в подошве дочетвертичных россыпей повсеместно залегают первичные каолины, а не кристаллические породы).

Однако более глубокое, чем на соседних участках междуречий, врезание реки в кору выветривания кристаллических пород во время образования ею второй террасы наблюдается далеко не всегда. Ясно выраженного уступа от междуречий к цоколю террасы почти нигде нет. Исключение составляет левобережье р. Ирши (по геологоразведочным линиям 576, 610 и некоторым другим), где этот уступ выражен очень ясно. Часто соотношение высот поверхности кристаллических пород и их коры выветривания обратное: цоколь террасы имеет бóльшие высотные отметки, чем подошва четвертичных отложений на междуречьях.

Это явление объясняется тем, что долина р. Ирши в ее среднем и нижнем течении унаследовала древнюю долину, заложившуюся еще в мезозое и выработанную в ранне- и среднечетвертичную эпохи, которая сравнительно глубоко врезана в дочетвертичные породы — в общем на одинаковую, а местами даже на бóльшую глубину, чем позднеплейстоценовая долина р. Ирши.

В тех разрезах, где отложения второй террасы р. Ирши прислонены к раннечетвертичным аллювиальным и гляцигенным отложениям, выполняющим раннечетвертичную долину, цоколь этой террасы в общем одинаков по высоте или же расположен выше уровня поверхности кристаллических пород и их коры выветривания в раннечетвертичной долине. И только в тех немногих, перечисленных выше случаях, когда вторая терраса р. Ирши прислонена к междуречьям полесской равнины, в пределах которых поверхность дочетвертичных пород имеет в общем более высокий уровень, чем в раннечетвертичной долине, наблюдается четкий уступ дочетвертичных пород к цоколю второй террасы.

В общем одинаковое врезание раннечетвертичной Ирши, а местами и водно-ледникового потока, унаследовавшего ее долину в среднем течении р. Ирши, и последней—во время образования его второй террасы, указывает на то, что на небольших участках в подошве аллювиальных отложений этой террасы, возможно, сохранились более древние, раннечетвертичные аллювиальные и среднечетвертичные водно-ледниковые отложения, и, следовательно, россыпи ильменита этого же генезиса и возраста. Так как по литологии эти отложения неотличимы, то провести между ними границу нельзя. Однако геоморфологические, фациальные и другие данные свидетельствуют о том, что основной россыпью ильменита на второй террасе является позднеплейстоценовая аллювиальная, а не более древние, раннечетвертичная аллювиальная и среднеплейстоценовая водно-ледниковая.

Концентрация ильменита в позднечетвертичном аллювии почти повсеместно превышает промышленные требования не только в русловой фации (здесь превышение местами многократное), но и на всю толщу этих отложений.

Содержание ильменита в разных фациях резко различно: в пойменной фации оно почти нигде не достигает 10 *кг*, колеблется от знаков (на всю мощность фации) до 3—5 *кг/м*^{3}, изредка больше, в то время, как в русловой фации достигает 50—100 *кг/м*^{3} в единичных пробах и 30—50 *кг/м*^{3} и больше на всю мощность фации.

Таким образом, среднечетвертичные (позднеплейстоценовые) аллювиальные россыпи ильменита приурочены к русловой фации отложений второй террасы. В большинстве подошвой россыпей здесь служат ильменитоносные кристаллические породы, их кора выветривания и реже, повидимому, среднечетвертичные водно-ледниковые, а также раннечетвер-

тичные аллювиальные, также ильменитоносные отложения. Промышленные содержания ильменита в позднеплейстоценовых россыпях установлены, главным образом, в аллювии второй террасы р. Ирши на участке сс. Старый Бобрик — Мелени.

Современные россыпи ильменита приурочены к русловой фации аллювия поймы рек системы р. Ирши, прорезающих Волынский и Чеповичский массивы. Они выявлены в долинах многих рек — Ирши, Тростяницы, Очеретянки, Добрынки, Лемни и др., но промышленное значение в пределах рассматриваемого района они имеют только в среднем течении р. Ирши—между сс. Ст. Бобриком и Меленями. Эти россыпи выполняют четко выраженный в рельефе ложа долины жолоб в кристаллических породах и их коре выветривания; залегают, за редкими исключениями, на неразрушенных кристаллических породах или на первичных каолинах и дресве. При этом налегание на неразрушенные кристаллические породы довольно частое явление и наблюдается почти по каждой буровой линии. Современные аллювиальные россыпи сложены крупнозернистыми, разнозернистыми или среднезернистыми песками, книзу часто гравелистыми, с частой галькой, щебнем и изредка с мелкими валунами разнообразных пород. Галька обычно состоит из разнообразных гранитов, серого и красного кварцитовидного песчаника и других; щебень чаще всего представлен светлыми или слабо выветрелыми неокатанными обломками габбро-лабрадоритов и лабрадоритов, главным образом, обломками крупных кристаллов плагиоклазов. От более древних россыпей — дочетвертичных, ранне- и среднечетвертичных — ильменитоносные пески поймы существенно отличаются именно наличием щебня невыветрелых плагиоклазов. В более древних россыпях, даже в позднеплейстоценовых, щебень плагиоклазов обычно отсутствует.

В поперечном разрезе долины ильменитовая россыпь залегает в виде пласта или линз очень неравномерной (от 0,5—1 до 7—10 *м*, в среднем 3—4 *м*) мощности; последняя зависит, главным образом, от характера плотика, обычно очень неровного; в местах повышения поверхности кристаллических пород и их коры выветривания россыпь уменьшается в мощности и местами выклинивается. В плане россыпь лентообразная и на многих участках среднего течения Ирши точно повторяет контуры поймы (рис. 12); по Очеретянке, Лемне, Нижней Иршице, Добрынке, Тростянице, а также по р. Ирше в ее верховье и ниже Меленей россыпь образует небольшие, вытянутые по простиранию долины, невыдержанные по мощности и содержанию залежи.

Россыпь обычно покрывается слоем песков неравномерной мощности, переслаивающихся с суглинками, супесями, торфом и др., не содержащих сколько-нибудь существенных количеств ильменита и являющихся пойменной и старичной фациями современного аллювия. Содержание ильменита в отложениях этих фаций колеблется от знаков до 3—5 *кг/м*^{3} породы, изредка и больше. Резких границ между пойменной, старичной фациями, с одной стороны, и русловой фацией, являющейся ильменитовой россыпью, с другой стороны, провести в разрезах нельзя, так как таких границ в природе не существует. Между отложениями этих фаций переход очень постепенный, в связи с чем и данные, приведенные в табл. 1 и касающиеся содержаний ильменита в русловом аллювии, естественно, приблизительные.

В современной аллювиальной россыпи содержание ильменита подвержено резким колебаниям в горизонтальном и вертикальном направлениях — в каждом отдельном разрезе на весь пласт от 10 до 80—100 *кг/м*^{3}, в единичных пробах от следов до 200 *кг/м*^{3} и больше, среднее по отдельным поперечным разрезам через долину от 10 до 36 *кг/м*^{3} и больше (табл. 1); наибольшие концентрации ильменита в россыпи обычно приурочены к базальной ее части. Для аллювия поймы типичным

примером изменения содержания ильменита в разрезах могут быть данные опробования по скважине 52 по линии 526:

Глубина взятия пробы в *м*	0,0—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	4,0—4,5	4,5—5,0	5,0—5,5
Содержание ильменита в пробе в *кг/м*³	0,9	0,3	3,9	0,6	0,2	0,3	1,2	1,1	1,3	3,8	3,2

Глубина взятия пробы в *м*	5,5—6,0	6,0—6,5	6,5—7,0	7,0—7,5	7,5—8,0	8,0—8,5	8,5—9,0	9,0—9,5	9,5—10,0	10,0—10,5
Содержание ильменита в пробе в *кг/м*³	4,0	12,5	17,0	20,5	18,2	23,6	28,1	29,7	40,4	111,3

Водно-ледниковые россыпи ильменита распространены широко и приурочены к подморенным водно-ледниковым пескам днепровского оледенения (главным образом к нижней их части); они обнаружены на междуречьях и в водно-ледниковой долине (рис. 12), а за пределами рассматриваемого района — на озоподобных грядах у с. Дивочки и между Краевщиной и Юлиановкой.

На междуречьях и в водно-ледниковой долине эти россыпи залегают в ложбинах на поверхности кристаллических пород и их коры выветривания, обычно не выраженных в современном рельефе. В погребенных ложбинах мощность россыпи колеблется от 0,5—1 до 5—12 *м* и больше, а содержание ильменита — от 10 до 25—60 *кг/м*³ на пласт. Здесь россыпи являются погребенными; они прикрыты толщей отложений мощностью от 1—3 до 10—15 *м*, не имеющих значительных концентраций ильменита — мореной, надморенными и верхней частью подморенных водно-ледниковых песков.

В озоподобных грядах у Дивочек и между Краевщиной—Юлиановкой россыпь выходит на дневную поверхность, так как морена, прикрывающая подморенные разнозернистые ильменитоносные пески, здесь размыта. Содержание ильменита в этих песках в гряде между Краевщиной и Юлиановкой в среднем около 50 *кг/м*³, а у с. Дивочки — 80—90 *кг/м*³. Озоподобные гряды являются незначительными россыпями ильменита.

Делювиальные россыпи ильменита четвертичного возраста могут быть распространены на склонах рек и балок, главным образом, в бассейне Тростяницы у сс. Буки, Бучки. Однако их площадь, повидимому, крайне ограничена, так как в связи с небольшой разницей высот четвертичный делювий, к которому могут быть приурочены ильменитовые россыпи, здесь развит слабо.

Морские россыпи ильменита

Морские россыпи ильменита обнаружены в породах верхнемелового возраста на междуречье рр. Ирши и Тростяницы и по р. Лемне. Распространены они незначительно; залегают на доверхнемеловых породах — верхнеюрских — нижнемеловых осадочных и на коре выветривания габбро-лабрадоритов и покрываются четвертичными отложениями плейстоценового, реже — постплиоценового отдела или породами третичной системы. Мощность россыпей небольшая, в среднем колеблется от 0,5 до 3—4 *м*; содержание ильменита обычно не превышает 25—30 *кг/м*³ на пласт, однако в единичных пробах изредка достигает 100—240 *кг/м*³ Изменения содержания ильменита в породах туронского яруса связаны с соотношениями количеств песка и глины, с одной стороны, и кремней,— с другой, уменьшаясь с увеличением процента последнего, и зависят от ильменитоносности подстилающих образований. Если песок и вторичный каолин в составе верхнемеловых пород, как указано выше, в основ-

ном эпигенетичны, то отсюда и россыпи ильменита в туронских породах не только не синхронны кремням, но являются илювиальными, а не морскими. Ввиду того, что этот вопрос нерешен, туронские россыпи объединены с сеноманскими (морскими) и условно названы морскими.

Промышленное значение отдельных генетических типов россыпей определяется площадью распространения каждого из них, мощностью, средним содержанием ильменита в россыпи и на горную массу осадочных отложений (россыпи и вскрыши).

Наиболее широко распространены (как видно из рис. 12), верхнеюрские — нижнемеловые континентальные россыпи, за ними идут раннечетвертичные аллювиальные и водно-ледниковые, днепровские, дальше позднеплейстоценовые аллювиальные, голоценовые и современные аллювиальные, верхнемеловые морские и третичные континентальные.

Средние мощности россыпей и содержание ильменита в каждом генетическом типе показаны в таблице 1.

Таблица 1

№ геолого-разведочных линий	Общая ширина россыпи *м*	Средняя мощность россыпи *м*	Среднее содержание ильменита в россыпи *кг/м³*	Среднее содержание ильменита на горную массу[1] *кг/м³*	Максимальное содержание ильменита на пласт *кг/м³*	Максимальная мощность пласта *м*
Верхнеюрские-нижнемеловые россыпи (J_3—Cr_1)						
758	—	—	—	—	—	—
738	680	1,8	20,3	7,7	28,0	3,5
714	1875	3,7	15,3	9,1	28,0	10,0
686	3260	4,7	46,2	28,2	125,0	10,8
670	2210	5,7	65,1	32,4	128,0	10,4
650а	1620	6,2	58,0	31,7	115,0	15,0
646	1730	5,2	26,8	13,0	70,0	20,5
630	3200	5,4	52,5	22,8	150,0	11,6
610	3270	8,8	36,7	15,9	126,0	17,0
582	2330	6,8	68,8	31,7	187,0	13,2
542	350	2,6	14,2	3,6	17,0	3,6
510	870	2,9	13,9	5,7	17,0	4,0
Третичные россыпи (Tr)						
758	—	—	—	—	—	—
738	—	—	—	—	—	—
714	—	—	—	—	—	—
686	—	—	—	—	—	—
670	—	—	—	—	—	—
650а	—	—	—	—	—	—
646	—	—	—	—	—	—
630	—	—	—	—	—	—
610	450	11,1	26,7	15,7	42,0	18,0
582	720	6,5	70,7	54,6	174,0	13,0
542	—	—	—	—	—	—
510	—	—	—	—	—	—

[1] Из горной массы исключены россыпи других генетических типов.

Продолжение табл. 1

№ геолого-разведочных линий	Общая ширина россыпи *м*	Средняя мощность россыпи *м*	Среднее содержание ильменита в россыпи *кг/м³*	Среднее содержание ильменита на горную массу *кг/м³*	Максимальное содержание ильменита на пласт *кг/м³*	Максимальная мощность пласта *м*
Раннечетвертичные аллювиальные россыпи (Q_1^{al})						
758	—	—	—	—	—	—
738	—	—	—	—	—	—
714	—	—	—	—	—	—
686	150	2,0	39,0	8,0	39,0	2,0
670	900	2,3	32,0	8,6	62,0	4,0
650а	—	—	—	—	—	—
646	—	—	—	—	—	—
630	—	—	—	—	—	—
610	940	5,4	49,5	16,1	143,0	12,1
582	2400	6,6	16,3	7,2	70,0	9,2
542	180	1,6	31,0	5,0	31,0	1,6
510	—	—	—	—	—	—
Среднечетвертичные (позднеплейстоценовые) аллювиальные россыпи (Q_2^{2al})						
758	70	3,6	14,0	12,0	14,0	3,6
738	580	4,0	18,1	10,2	19,0	7,2
714	300	1,4	25,0	7,3	39,0	1,6
686	—	—	—	—	—	—
670	530	5,7	28,1	15,5	53,0	11,2
650а	730	3,5	50,3	17,0	75,0	5,0
646	600	5,4	21,9	14,2	40,0	5,6
630	850	4,6	24,5	19,7	48,0	8,2
610	460	5,5	35,4	22,0	67,0	8,0
582	—	—	—	—	—	—
542	250	4,6	25,4	13,0	39,0	6,0
510	300	2,8	17,5	8,6	18,0	9,5
Современные (голоценовые) россыпи (Q_3^{al})						
758	180	1,8	56,8	14,0	67,0	2,0
738	180	3,4	20,1	18,2	21,0	3,6
714	260	2,5	17,6	10,4	19,2	5,2
686	250	5,4	26,3	14,0	33,0	4,8
670	175	3,2	15,7	8,3	20,0	4,0
650а	—	—	—	—	—	—
646	320	4,3	24,3	17,6	36,0	7,0
630	250	3,4	20,6	17,6	22,0	5,2
610	480	4,8	21,1	15,5	46,0	8,8
582	250	5,0	34,3	26,1	61,0	8,0
542	170	2,6	16,0	8,0	23,0	4,0
510	—	—	—	—	—	—

Продолжение табл. 1

№ геолого-разведочных линий	Общая ширина россыпи *м*	Средняя мощность россыпи *м*	Среднее содержание ильменита в россыпи *кг/м³*	Среднее содержание ильменита на горную массу *кг/м³*	Максимальное содержание ильменита на пласт *кг/м³*	Максимальная мощность пласта *м*
Среднечетвертичные водно-ледниковые россыпи (Q_2^{1fgl})						
758	2290	7,0	21,3	12,4	37,0	13,8
738	870	5,3	36,5	14'6	100,0	12,6
714	1100	4,3	48,1	14,0	110,0	8,0
686	3100	3,3	24,0	6,5	40,0	8,0
670	1000	5,3	33,7	17,0	109,0	10,0
650а	3270	5,4	22,5	12,4	61,0	10,0
646	1880	3,3	25,6	10,2	63,6	8,3
630	420	7,8	20,7	14,3	43,0	10,8
610	1000	6,0	35,0	16,8	66,0	10,0
582	650	3,3	15,7	4,5	23,0	4,0
542	320	4,6	24,1	15,7	37,1	6,0
510	1210	3,0	15,1	3,9	30,0	10,0
Верхнемеловые морские россыпи (Cr_2)						
758	—	—	—	—	—	—
738	—	—	—	—	—	—
714	—	—	—	—	—	—
686	400	1,6	19,5	7,3	21,0	2,0
670	140	2,0	23,0	4,4	23,0	2,0
650а	700	1,9	20,7	8,5	40,0	2,4
646	—	—	—	—	—	—
630	1430	2,6	23,5	7,2	46,0	4,0
610	840	5,8	27,8	13,1	64,0	11,6
582	180	1,8	24,0	4,1	24,0	1,8
542	300	3,6	15,0	3,4	15,0	3,6
510	190	2,2	17,0	3,3	17,0	2,2

Основные этапы истории формирования рельефа и образования россыпей ильменита

Континентальный режим на протяжении огромного промежутка времени, прерывавшийся морским лишь в верхнемеловую эпоху и в харьковский век, обусловил развитие в рассматриваемом районе главным образом континентальных отложений и очень сложную историю геоморфогенезиса с преобладанием денудационных процессов над аккумулятивными. Поэтому здесь не встречаются документы геологической истории не только для отдельных веков, эпох, но даже периодов и может быть всей палеозойской эры.

Сейчас, несмотря на очень детальную геологическую изученность района и соседних с ним участков, речь может идти только об основных этапах истории развития рельефа, литогенезиса, в том числе и образования вторичных, приуроченных к осадочной толще, россыпей ильменита.

В эпоху овруча, как предполагает А. А. Полканов (1947), на основании изучения структуры Волынского габбро-лабрадоритового массива и других данных, происходит интрузия основных пород и затем гранитной магмы. В результате интрузии возникает куполообразное тело, сложенное основными и кислыми кристаллическими породами коростенского комплекса. За время от эпохи овруча и до нижнемеловой эпохи осадочный покров овручских песчаников и кристаллические породы подвергались интенсивной континентальной денудации, вследствие которой не только покров песчаников овручской свиты был уничтожен (свиде-

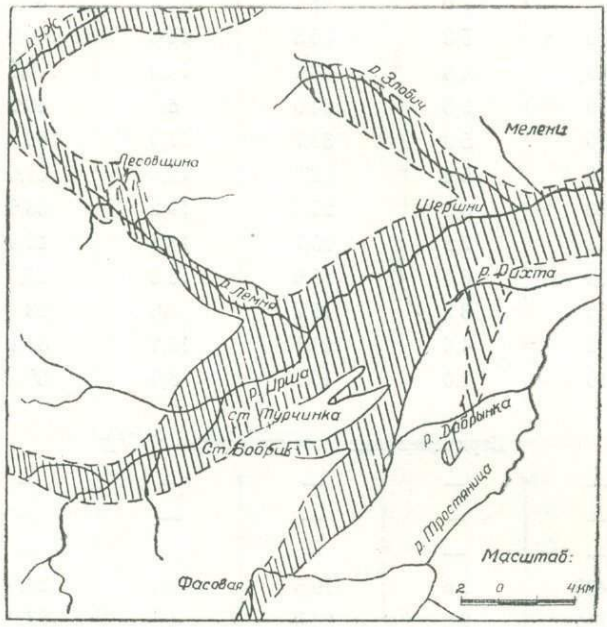


Рис. 13. Схематическая карта верхнеюрских—нижнемеловых речных долин бассейна р. Ирши.

тельством его былого более широкого распространения служат небольшие останцы этих пород в Рудне Шляховой, у Дашенки, Черняхова и др.), но и интрузивное тело было срезано на значительную глубину. Образовалась денудационная равнина, сложенная с поверхности продуктами разрушения кристаллических пород и континентальными отложениями.

Общий вид этой равнины в конце нижнемеловой эпохи был, повидимому, следующий. Приконтактовая зона Волынского габбро-лабрадоритового массива на севере, западе и юге и соседние с нею здесь участки, сложенные коростенскими гранитами, имели наибольшие высотные отметки и служили водоразделами. Ближе к северному контакту габбро-лабрадоритового массива располагалось короткое, широкое, открытое к востоку понижение — нижнеюрская — верхнемеловая речная долина (рис. 13). Эта долина, у восточного контакта достигавшая, повидимому, 4—5 *км* ширины, а в верховье разветвлявшаяся на ряд более мелких боковых долин, начиналась в пределах габбрового массива, на некотором расстоянии к востоку от западного его контакта и лишь левый ее отвершек (возможно, основная ветвь долины), повидимому, имел свое верховье уже в районе распространения коростенских гранитов, что может найти подтверждение в наличии хорошо окатанных галек кварца в континентальных отложениях верхней юры—нижнего мела.

Если считать главным самый длинный отвершек этой долины, верховье которого располагалось, повидимому, у с. Краевщины, то основ-

ных боковых долин в конце нижнемеловой эпохи было две: одна из них, левая, почти точно наследуется р. Лемней на участке от с. Лесовщины до р. Ирши, вторая расположена на нынешнем междуречье рр. Ирша—Тростяница. Базисом эрозии нижнемеловых рек служили моря Днепровско-Донецкой впадины, береговая линия которых в верхнеюрскую эпоху проходила в 40—45 *км* к востоку от Волынского массива габбровых пород, а в нижнемеловую — несколько дальше к востоку. К северу от системы верхнеюрской — нижнемеловой р. Ирши располагалась система р. Уж, конфигурация которой в общих чертах была близка к современной системе этой реки. Один из правых притоков этой мезозойской системы выработал долину на участке между сс. Лесовщина—Могильно, захватив, таким образом, своим верховьем и часть массива габбровых пород. Наблюдающаяся в современном и особенно в верхнеюрском — нижнемеловом рельефе проходная долина между верховьями Лемни и Саженки выполнена доверхнемеловыми континентальными и верхнемеловыми — морскими породами. На западе водораздел системы Праирши проходил приблизительно по контакту габбровых пород с гранитами, отграничивая ее бассейн от доверхнемеловой долины субмеридионального простирания, расположенной в 1—4 *км* к западу от контакта, и ясно выраженной между Верхней Иршицей и Иршей. С юга район россыпных месторождений ильменита был отграничен широким междуречьем от других речных систем мезозойской гидрографической сети, располагавшихся в пределах нынешних бассейнов рр. Быстреевки и Тростяницы.

Глубина врезания мезозойских речных долин в общем была аналогична современной, т. е. изменялась от 10 до 20 *м* между днищем долинного ложа и соседними междуречьями. Глубина долин в конце нижнемелового времени была еще меньше, так как эрозионные ложбины были почти выполнены полностью континентальными отложениями.

Формирование этой континентальной толщи, как следует из условий ее залегания под верхнемеловыми породами и данных спорово-пыльцевого анализа, произошло в верхнеюрскую—нижнемеловую эпохи. Основным источником сноса при этом служили основные кристаллические породы — габбро-лабрадориты, главным образом их кора выветривания, и в меньшей мере — коростенские граниты. Кора выветривания кристаллических пород уже в это время была представлена не только и не столько дресвой, но и первичными каолинами, на что безусловно указывает наличие вторичных каолинов в доверхнемеловой континентальной толще.

Габбровые породы Волынского массива и их кора выветривания характеризуются неравномерным (0,09—9,0%), в общем высоким содержанием ильменита — 15—300 *кг/м*^{3} (М. Г. Дядченко, А. Я. Хатунцева, 1955). Значит, если бы в процессе переотложения продуктов выветривания этих пород соотношение количества ильменита к другим составным частям образующихся осадочных отложений осталось аналогичным такому же в материнских породах, то и в таком случае содержание ильменита в этих отложениях было бы выше минимума концентрации, установленного для промышленных месторождений. Но условия осадконакопления верхнеюрских — нижнемеловых континентальных отложений благоприятствовали концентрации ильменита в осадочной толще. Разрушение и переотложение, главным образом, первичных каолинов, а не дезинтегрированных физическим выветриванием габбровых пород, уже в значительной степени обуславливало гравитационную их дифференциацию на каолинит, быстрее и дальше удалявшийся водными потоками, и другие, неразрушенные составные части — ильменит, кварц и т. д., оставшиеся ближе к источнику сноса. Немалую роль сыграл и рельеф. Незначительная разница высотных отметок между водоразделами и речными долинами, малый уклон рек, невысокое положение габбрового массива над уровнем мезозойских морей и расположение его в верховье ме-

зозойской реки, имевшей здесь поэтому непостоянный режим, способствовали отложению тяжелых минеральных компонентов недалеко от источников сноса и концентрации ильменита в осадочной толще. В связи с этим становится понятным высокое содержание ильменита в мезозойских континентальных отложениях бассейна р. Ирши, в целом превышающее концентрацию ильменита в более молодых осадочных породах.

Габбровые породы Волынского массива служили источником сноса ильменита также в аллювий мезозойской системы р. Уж через долину, начинающуюся у с. Лесовщины и тянущуюся к с. Могильно.

Другим источником сноса при формировании верхнемеловой — нижнемеловой толщи в долинах служили более древние осадочные отложения, повидимому, полностью уничтоженные в пределах месторождений ильменита бассейна р. Ирши. О былом существовании еще более древних, чем верхнеюрские, осадочных отложений указывает наличие очень хорошо окатанных галек кристаллических пород, главным образом кварца, в породах верхней юры — нижнего мела при преобладании в них в общем неокатанного и слабо окатанного кластического материала.

На междуречьях мезозойской сети речных долин системы р. Ирши происходит переотложение первичных каолинов. Образуется толща вторичных каолинов, покрывавшая плащем склоны речных долин, присклоновые участки междуречий и выполнявшая неглубокие эрозионные ложбины. При этом дифференциация составных частей каолинизированной коры выветривания кристаллических пород была менее значительной, чем в речных долинах; поэтому во вторичных каолинах делювиального и аллювиально-делювиального происхождения содержание ильменита еще более близкое к содержанию его в исходном материале.

В конце нижнемеловой или может быть в начале верхнемеловой эпохи происходит незначительное понижение базиса эрозии, вызванное, повидимому, эпейрогеническими поднятиями кристаллического щита; верхнеюрские — нижнемеловые осадочные отложения в долинах подвергаются эрозионному размыву, местами достигшему уровня ложа этих долин (рис. 1 в статье М. Ф. Веклича, М. Г. Дядченко, П. К. Замория и А. Я. Хатунцевой, 1955). Эрозионные углубления, возникшие в результате этого размыва, уже выполняются не континентальными осадками, а верхнемеловыми морскими породами. Е. Т. Ломаева, на основании изучения спор и пыльцы из верхнеюрских—нижнемеловых отложений бассейнов рр. Ирша и Уж, приходит к выводу о не вполне идентичных спорово-пыльцевых спектрах этих отложений в разных разрезах и видит вероятную причину различий в составе спор и пыльцы в том, что эти разрезы представляют разные возрастные горизонты верхнеюрской—нижнемеловой континентальной толщи (М. Ф. Веклич, М. Г. Дядченко, Е. Т. Ломаева, А. П. Ромоданова, А. Я. Хатунцева, 1955); в таком случае вероятно, что в течение верхнеюрской—нижнемеловой эпох происходили неоднократные небольшие эпейрогенические колебания кристаллического щита, в результате которых возникли разновозрастные горизонты континентальных отложений, как прислоненные один к одному, так и наложенные друг на друга. Возможно, что мезозойские аллювиальные отложения в возрастном отношении дифференцируются аналогично аллювию в современных речных долинах на более древние, слагающие раньше образовавшееся днище долины (например, отложения надпойменных террас) и более молодые.

В верхнемеловое время на территорию северо-западной части Украинского кристаллического щита трансгрессирует море, отложившее в сеноманский век в бассейне р. Уж и, возможно, р. Ирша глауконитовые пески, а позже кремнистый и известковый материал. Распространение осадков туронского моря в районе месторождений ильменита бассейна Ирши было, повидимому, повсеместным, а мощность этих осадков весьма незначительной, порядка нескольких метров, так как туронский ярус и в

настоящее время местами имеет небольшую, сравнительно выдержанную мощность и повторяет в разрезе все неровности поверхности подстилающих пород. Образование кремневых стяжений в туронском ярусе началось, как предполагают П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947), вслед за накоплением кремнистого материала. Одним из существенных источников сноса при образовании верхнемеловых морских отложений явились местные основные кристаллические породы и верхнеюрские—нижнемеловые континентальные отложения, на что указывает значительная концентрация ильменита в сеноманских песках по р. Уж (П. К. Заморий и В. Я. Дидковский, 1947; А. Я. Хатунцева, А. П. Ромоданова, 1955), а также в сеноманских отложениях бассейна Ирши.

В результате последовавших в конце туронского века эпейрогенических поднятий северо-западной части Украинского кристаллического щита начинается новый, третичный этап континентального развития района месторождений ильменита бассейна р. Ирши. Верхнемеловые и более древние осадочные отложения на многих участках были размыты, особенно на возвышенных участках доверхнемеловых междуречий; здесь же значительному переотложению и размыву подверглась кора выветривания кристаллических пород. В палеоценовое и эоценовое время базис эрозии был очень высокий; береговая линия проходила, повидимому, в 10—30 *км* от восточного контакта Волынского габбро-лабрадоритового массива, так как уже у г. Малина обнаружены каневско-бучакские (нерасчлененные) и киевские морские отложения. К западу отложения этого времени, представленные флороносными песчаниками Рыжан, Волянщины и других местонахождений, а также частично послеверхнемеловыми вторичными каолинами, обнаружены лишь в немногих местах и не достигают сколько-нибудь значительной мощности; эрозионная сеть была развита слабо, во всяком случае глубина врезания третичных понижений и их ширина обычно не достигали размеров раннечетвертичных и тем более доверхнемеловых речных долин.

В верхнем олигоцене, в харьковский век происходит последняя трансгрессия, в результате которой были отложены осадки, превратившиеся впоследствии в опоковидные, трепеловидные, кремнисто-глинистые песчаники сс. Выхля, Буки, Бучки, Рудни Шляховой, глауконитовые пески Добрыни и более восточных участков. Само расположение сохранившихся от более позднего размыва островков этих пород уже указывает на былое повсеместное развитие осадков харьковского моря в пределах рассматриваемой территории. До времени отложения пород полтавской свиты харьковский ярус был размыт, за исключением упомянутых выше пунктов, так как пески полтавской свиты повсеместно, за исключением Рудни Шляховой, залегают на более древних, чем харьковские, породах. В конце олигоцена и в неогене происходила континентальная седиментация, свидетелями которой являются пески полтавской свиты, пестрые глины и частично вторичные каолины. Полтавские пески и пестрые глины покрывали, повидимому, всю площадь бассейна Ирши. Размыв полтавской свиты и пестрых глин происходил, вероятно, на протяжении второй половины неогена, всей раннечетвертичной эпохи и частично во время днепровского оледенения.

В истории третичного геоморфогенезиса и литогенезиса района месторождений ильменита бассейна Ирши важно то, что уровень денудации почти нигде не опускался ниже поверхности пласта туронских кремней и во многих местах не ниже базальной части позднеюрских — раннемеловых вторичных каолинов. Это обстоятельство важно для понимания условий образования третичных россыпей ильменита: поскольку третичный размыв захватывал породы главным образом до поверхности ильменитовых дотретичных залежей (мезозойских осадочных, коры выветривания габбровых пород) и лишь в немногих местах углублялся в эти залежи, третичные россыпи ильменита в бассейне Ирши встречаются

редко и только на участках эрозионного размыва дотретичных ильменитоносных пород. Такие участки редки, их обнаружено, как следует из изложенного в предыдущей главе, только два — на юго-запад от Забранного и к северо-западу от Шершней.

В конце неогена и главным образом в раннечетвертичную, доледниковую эпоху одновременно с формированием бурых и красно-бурых глин идет интенсивный размыв не только осадочной толщи, но и кристаллических пород и их коры выветривания. Образуется сеть раннечетвертичных долин, глубина врезания которых достигает глубины вреза-

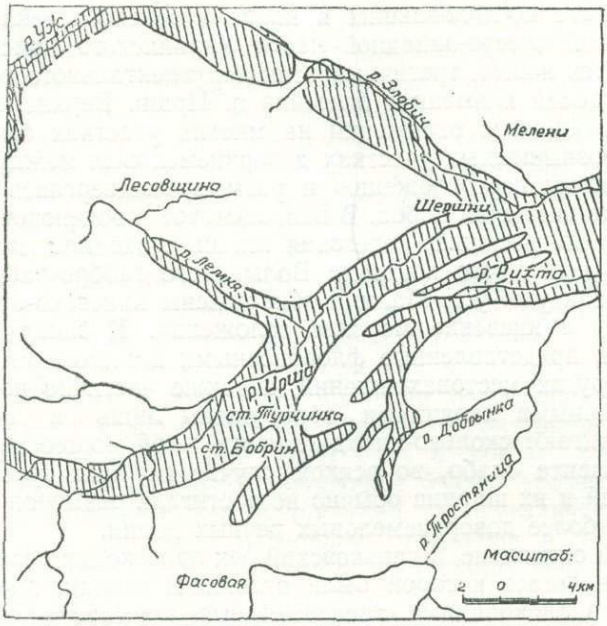


Рис. 14. Схематическая карта раннечетвертичных речных долин бассейна р. Ирши.

ния долин верхнеюрского — нижнемелового возраста и даже несколько превосходит ее. Конфигурация раннечетвертичной долинной сети в общих чертах аналогична мезозойской (рис. 14). Основная водная артерия—раннечетвертичная Ирша—располагалась почти на месте современной, за исключением верховья; ее притоки справа были короткими, однако сравнительно глубокими (до 20 *м*) и широкими; левые притоки, повидимому, протекали на месте современных долин рр. Лемни и Злобича. По ширине раннечетвертичные долины отличались меньшими размерами в сравнении с мезозойскими, но превосходили в 2—10 раз послеледниковые. Эрозионные ложбины этих долин выражены в рельефе поверхности дочетвертичных пород также резче, чем послеледниковых.

К началу днепровского оледенения раннечетвертичные долины были почти полностью выполнены аллювиальными отложениями. Формирование раннечетвертичного аллювия происходило за счет продуктов разрушения разных ильменитоносных пород, удельный вес которых в настоящее время установить трудно. Такими источниками материала для образования россыпей явились ильменитоносные кристаллические породы и их кора выветривания, отложения верхней юры — нижнего мела, туронские и сеноманские. Среди них, очевидно, наибольшее значение имели не кристаллические породы, а осадочные, в частности — верхнеюрские — нижнемеловые. Об этом говорит не только то обстоятельство,

что доледниковые долины углублены главным образом в доверхнемеловые континентальные отложения, но и значительное содержание ильменита в раннечетвертичном аллювии.

Важным источником питания доледниковых отложений являлись, повидимому, пески полтавской свиты и другие осадочные породы третичного возраста, содержащие, как правило, ничтожные количества тяжелых минералов. Поэтому раннечетвертичные аллювиальные россыпи ильменита, в сравнении с верхнемеловыми, значительно разубожены, особенно в погребенных долинах на междуречье Ирши—Тростяницы, и приурочены лишь к русловой фации аллювия.

В среднечетвертичную, ледниковую эпоху благодаря ледниковой и водно-ледниковой деятельности днепровского оледенения рельеф междуречий приобрел близкий к современному облик. В эту же эпоху, точнее во время наступания ледника, водно-ледниковыми потоками была местами переотложена верхняя часть коры выветривания кристаллических пород, а также дочетвертичных осадочных отложений, причем последние на некоторых площадях были, повидимому, полностью уничтожены. Это, в частности, относится к туронским кремням, сравнительно нечасто встречающимся в коренном залегании, но в больших количествах в виде обломков и целых стяжений находящихся в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. За счет переотложения более древних ильменитоносных пород образуются водно-ледниковые россыпи ильменита. Условия для формирования этих россыпей были далеко не везде благоприятными. Во всех случаях отрицательное влияние оказывало то обстоятельство, что в литогенезисе водно-ледниковых отложений огромное влияние оказал чуждый данному району принесенный извне материал, имеющий ничтожное количество тяжелых минералов. Поэтому на больших площадях содержание ильменита в водно-ледниковых отложениях ниже промышленного. Однако на отдельных участках района месторождений ильменита бассейна р. Ирши условия для концентрации ильменита в подморенных водно-ледниковых песках были благоприятными. К ним относится часть водно-ледниковой долины между сс. Ст. Бобрик—Мелени, отдельные понижения, выполненные водно-ледниковыми песками, на междуречьях Лемни, Ирши—Тростяницы и других и озоподобные гряды у с. Дивочки и между Краевщиной и Юлиановкой. При выполнении этих понижений и образовании озоподобных гряд россыпи возникли в результате дифференциации переносимого водно-ледниковыми потоками материала по удельному весу и величине зерен на обогащенные ильменитом пески, принявшие участие в сложении этих форм рельефа, и более легкий и менее богатый тяжелыми минералами песчано-глинистый материал, вынесенный за их пределы. Источниками питания водно-ледниковых россыпей явились местные ильменитоносные породы.

Во вторую половину ледниковой эпохи (поздний плейстоцен) вырабатываются ныне существующие речные долины, балки, часто унаследовавшие более древние понижения; образуется вторая (первая надпойменная) терраса, аллювий которой и приуроченные к нему россыпи ильменита образовались за счет переотложения всех пород, лежавших выше местных базисов эрозии и выше по течению от данного разреза — в среднем течении Ирши, главным образом, за счет раннечетвертичного аллювия, водно-ледниковых отложений и коры выветривания габбровых пород. Естественно, что в тех случаях, когда террасовые отложения формировались в основном за счет гляцигенных четвертичных, а также других пород с малым количеством тяжелых минералов, концентрация последних в аллювии не могла быть очень большой и позднеплейстоценовые россыпи ильменита здесь или не встречаются, или же имеют незначительное распространение и малую мощность (Тростяница, Лемня, Нижняя Иршица и др.); и только на участках, где рекой размывались более древние россыпи, приуроченные к осадочным отложениям, и обогащен-

ная ильменитом кора выветривания габбровых пород, образовались крупные россыпи ильменита позднеплейстоценового возраста.

Современная эпоха характеризуется в общем тем же направлением развития рельефа, что и позднеплейстоценовый век. Происходит дальнейшая выработка речных долин, размыв более древних пород и седиментация современных аллювиальных песков, супесей и суглинков; источники питания и условия образования аллювиальных россыпей также в общем аналогичны позднеплейстоценовым.

Таким образом, основными этапами истории формирования россыпей ильменита района месторождений бассейна Ирши являются:

1. Верхнеюрский — нижнемеловой этап. Он характеризуется исключительно благоприятными условиями: а) наличием легко размываемой каолинизированной коры выветривания ильменитоносных габбровых пород; б) расположением эрозионной сети только (или почти только) в пределах Волынского габбро-лабрадоритового массива, что исключало разубоживание россыпей за счет привноса извне продуктов размыва коры выветривания бедных ильменитом кислых кристаллических пород; в) высокий базис эрозии и расположение габбро-лабрадоритового массива в верховье мезозойской реки; это обусловило незначительный перенос тяжелых минералов от источников сноса и обогащение континентальной толщи в результате выноса определенного количества легких минералов, в частности, каолинита; непостоянный режим стока мезозойских рек в их верховьях послужил причиной слабой сортированности верхнеюрских — нижнемеловых континентальных отложений.

2. Третичный этап. Базис денудации лишь на немногих участках находился ниже уровня поверхности коры выветривания габбро-лабрадоритов и дотретичных россыпей ильменита; как следствие — образование россыпей только на этих участках.

3. Раннечетвертичный этап. Формирование разветвленной сети широких речных долин, врезанных до коры выветривания и неразрушенных кристаллических пород; размыв бедных тяжелыми минералами третичных пород и дочетвертичных ильменитовых россыпей и образование раннечетвертичных аллювиальных россыпей ильменита.

4. Среднечетвертичный (днепровский) этап. Широкий, но неглубокий площадной, местами линейный размыв пород и связанных с ними россыпей; концентрация ильменита в водно-ледниковых песках на участках размыва потоками талых вод доледниковых ильменитовых россыпей.

5. Позднеплейстоценовый и голоценовый этапы. Формирование ныне существующих речных долин и в их пределах — аллювия и связанных с ним россыпей ильменита второй и пойменной террас; источником питания аллювия служили: по Ирше — ильменитоносные осадочные отложения, габбро-лабрадориты и их кора выветривания; по притокам Ирши — главным образом гляцигенные отложения и кристаллические породы.

Перспективные площади, в пределах которых возможны россыпи ильменита, показаны на рис. 12. Они представляют собой неохваченные поисково-разведочными работами участки верхнеюрских—нижнемеловых, ранне-, среднечетвертичных и современных долин.

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЛЬМЕНИТА МЕЖДУРЕЧЬЯ ИРША—ТРОСТЯНИЦА В ЖИТОМИРСКОЙ ОБЛАСТИ

М. Г. Дядченко

Настоящая работа является результатом двухлетних (1954—1955 гг.) геологических и минералогических исследований автора в междуречье Ирша—Тростяница в Житомирской области УССР. Она составлена на основании детального изучения минералогического состава шлихов из четвертичных и дочетвертичных отложений, а также верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья.

Шлихи и другие геологические материалы по этому району представлены для изучения Институту геологических наук АН УССР, согласно договорам 1954—1955 г. Западноукраинской экспедицией Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР.

При участии геолога З. М. Лебедевой и ст. коллектора Г. Т. Кутной автором произведен полный минералогический анализ 360 шлихов, а также изучены геологические материалы в основном по девяти магистральным линиям (758, 738, 686, 670, 650-а, 610, 582, 452 и 510), расположенным в пределах междуречья Ирша—Тростяница в Житомирской области. В лаборатории Института геологических наук АН УССР выполнены для этой работы 48 полных химических анализов чистых минералов, преимущественно ильменита, лейкоксена, титаномагнетита и других, 35 спектральных анализов минералов и отдельных фракций, а также 14 дебаеграмм.

В результате проведенных исследований получены новые данные по геологии и минералогии района. В работе также даются рекомендации наиболее рационального направления завершения разведочных работ в районе широкого развития россыпных месторождений ильменита междуречья Ирша—Тростяница.

Обзор истории геологических исследований и геологическое строение района приведено в работе М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955); геоморфология и четвертичные отложения бассейна р. Ирши описаны П. К. Заморием и М. Ф. Векличем (1955); новые данные по геологии дочетвертичных отложений, генетическим типам россыпей, истории формирования рельефа и образованию россыпных месторождений ильменита по этому району помещены в статье М. Ф. Веклича в настоящем сборнике.

Коренные источники сноса ильменита

Коренными источниками сноса ильменита в осадочные отложения, развитые в бассейне р. Ирша, являются преимущественно основные породы сложного коростенского плутона.

Река Ирша с притоками прорезает центральный массив габбро-лабрадоритов на всей его огромной площади.

Данные о содержании TiO_2 в различных породах сложного коро-

стенского плутона, известные из литературы, изложены в работе М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955). Там же, основываясь на литературных данных, а также исследованиях авторов, приведены основные результаты и выводы о коренных источниках питания россыпей ильменита в бассейне р. Ирша.

Западноукраинская экспедиция, получила в 1954—1955 г. новые, в значительной степени дополняющие имеющиеся в литературе сведения о распространении, мощности и содержании TiO_2 в коре выветривания габбро-лабрадоритовых пород Волынского плутона.

По этим данным среднее содержание TiO_2 в отдельных скважинах западной части междуречья Ирша—Тростяница колеблется от 0,84 до 3,15%, а мощность коры выветривания кристаллических пород достигает 35,5 *м*.

В коре выветривания, по данным Западноукраинской экспедиции (1954 г.), в пределах развития основной серии пород коростенского интрузивного комплекса ильменит присутствует в виде зерен размером от 0,01—0,10 *м* до 1—2—3 *мм* и гнездовых скоплений размером до 5—10 *мм* и более в диаметре. В первичных каолинах содержание TiO_2 колеблется от 1,5 до 5%, иногда составляет 10% и более, а мощность первичных каолинов достигает 23 *м*. Содержание TiO_2 в первичных каолинах, как правило, значительно выше, чем в подстилающих коренных породах, и нередко представляет практический интерес.

Каолинизированная дресва характеризуется несколько более низкими показателями TiO_2 (от 1,5 до 3%). Причем значительная часть ильменита находится в сростках и не может быть выделена без дробления. Мощность каолинизированной коры колеблется от 0 до 10 *м* и более. Кора выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса характеризуется изменчивостью мощности и неравномерным характером оруденения. В первичных каолинах и каолинизированной дресве среднее содержание ильменита в породе без промывки по пересчету TiO_2 на ильменит составляет 81 *кг/м*^{3}. После промывки этих проб среднее содержание ильменита снижается до 39 *кг/м*^{3}. Содержание ильменита в отдельных промытых пробах колеблется от 1,0 до 58,2 *кг/т*.

По данным ряда структурно-поисковых скважин (отчет Западноукраинской экспедиции 1954 г.), почти все петрографические разности основной серии пород коростенского интрузивного комплекса ильменитоносны, и содержание в них TiO_2 колеблется от десятых долей до 9—10%.

Наибольшей ильменитоносностью отличаются оливиновое габбро и габбро-пироксениты. Обособленные участки основных пород, обогащенные ильменитом, спорадически встречаются на различных глубинах Волынского плутона.

По данным девяти магистральных линий, в междуречье Ирша—Тростяница среднее содержание ильменита верхней части коры выветривания основной серии пород колеблется от 3,5 до 38,3 *кг/м*^{3}.

Преобладают пробы с содержанием 15—25 *кг/м*^{3}. На схематической карте среднего содержания ильменита в элювиальных отложениях междуречья Ирша—Тростяница (приложение 2) изображено пространственное распространение участков верхней части коры выветривания с различным содержанием ильменита.

Приведенные данные свидетельствуют о достаточно высоком содержании TiO_2 и ильменита в коре выветривания кристаллических пород на значительной площади исследованного района. Приведенные выше данные главным образом характеризуют верхнюю часть коры выветривания кристаллических пород. И только по западной части междуречья Ирша—Тростяница рядом скважин установлено содержание TiO_2 на всю мощность коры выветривания. На схематических разрезах (рис. 1) по междуречью Ирша—Тростяница видно характер рельефа поверхности коры выветривания и ее мощность.

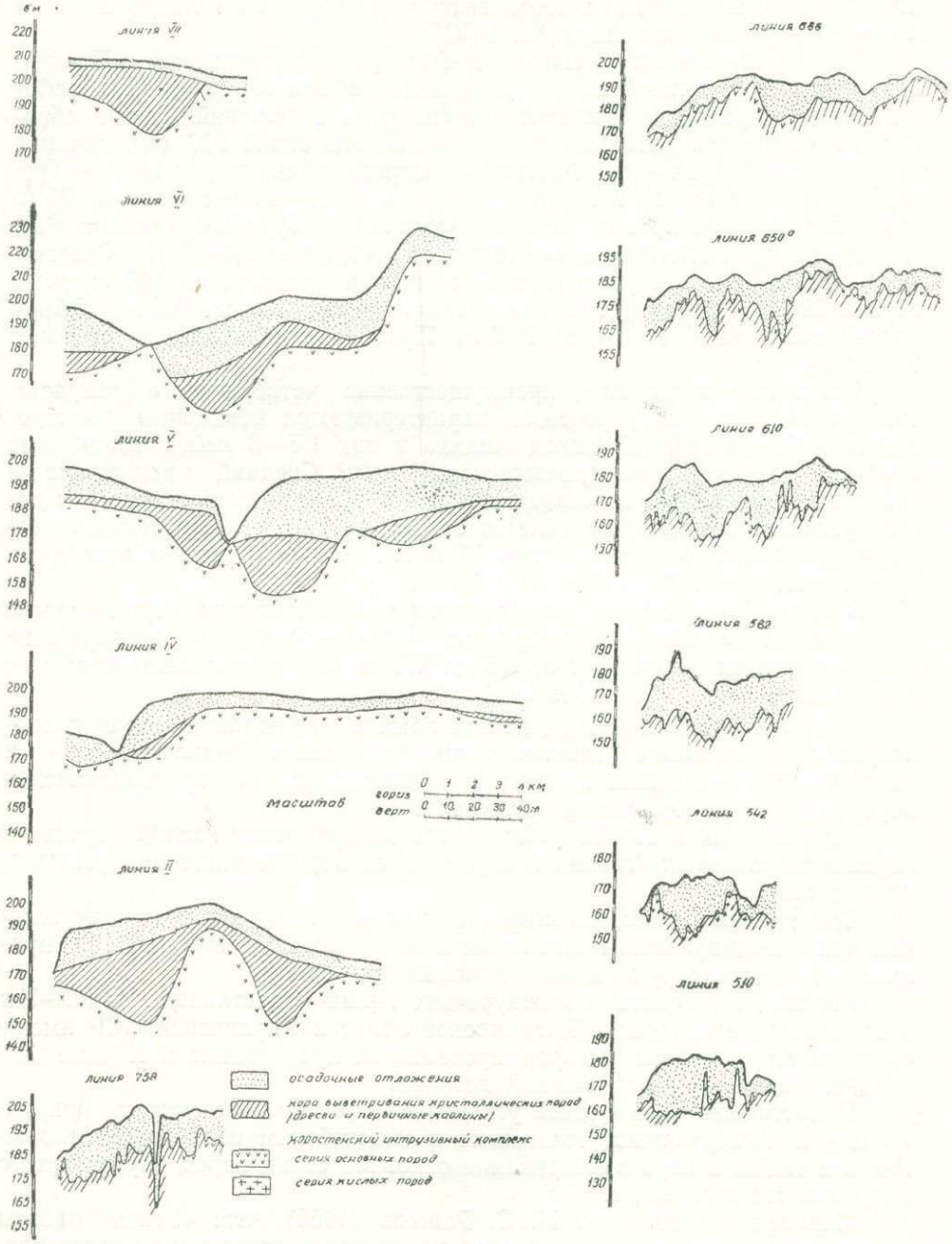


Рис. 1. Схематические разрезы по линиям в междуречье Ирша—Тростяница VII—II. (Составлены по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 (б. «Союзредметразведка») МЦМ СССР).

Характеристика россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница

Ильменитоносность осадочных отложений четвертичного и дочетвертичного возраста, а также коры выветривания кристаллических пород в этом районе изучают в течение ряда лет (1953—1955 гг.) Западноукраинская экспедиция Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР и Институт геологических наук АН УССР.

С целью выявления россыпных месторождений в междуречье Ирша—Тростяница экспедицией выполнен большой объем горно-буровых работ и детально опробованы все генетические типы отложений. Таким образом, разведочными работами охвачена площадь около 200 $км^2$, начиная от линии ст. Бобрик — ст. Фасовая в верхних течениях рек Ирша—Тростяница и до линии сс. Мелени—Дерманка, в их нижнем течении. Шлиховое опробование проводилось в скважинах по буровым линиям. Расстояние между магистральными линиями составляет 2,5—5 *км*. Скважины в пределах линий расположены обычно на расстоянии 160 *м*, реже 80 или 320 *м*. Пробы для шлиха брались через каждые 0,5 *м*. Объем пробы составляет от 2 до 9 $дм^3$. Преобладают пробы с объемом 3—4 $дм^3$.

Осадочные отложения, преимущественно четвертичного возраста, составляющие вскрышу россыпи, характеризуются невысоким выходом шлиха. Обычно средний выход шлиха в них 1,5—3 $кг/м^3$. Единичные пробы иногда значительно превышают 25 $кг/м^3$. Средний выход шлиха из осадочных отложений, составляющих пласт россыпи четвертичного и дочетвертичного возраста, колеблется от 218 до 10 $кг/м^3$. Преобладает содержание шлиха в пробах более 30 $кг/м^3$. Выход шлиха в отдельных пробах достигает 300—500 $кг/м^3$ и более.

В верхней части коры выветривания кристаллических пород (дресве и первичных каолинах) междуречья Ирша—Тростяница содержание шлиха в пробах колеблется от 0,5 до 275 $кг/м^3$. Преобладают пробы с содержанием шлиха 20—40 $кг/м^3$.

Наиболее высокий выход шлиха обычно наблюдается среди разновозрастных осадочных отложений, представленных средне-, крупно- и неравномернозернистыми песками, с гравием и галькой кристаллических пород, а также вторичными каолинами.

Высокий выход шлиха наблюдается в коре выветривания (дресве и первичных каолинах) основной серии пород коростенского интрузивного комплекса.

Современные аллювиальные отложения, надморенные и значительная часть подморенных ледниковых и ледниковые отложения, как правило, не концентрируют в себе тяжелых минералов.

Россыпи ильменита в междуречьях Ирша—Тростяница, Ирша—Уж и в ряде других районов Житомирской области Украинской ССР имеют сложное строение, так как формирование их происходило в течение длительного времени геологической истории.

В настоящее время здесь установлены россыпи ильменита, приуроченные к четвертичным, третичным и мезозойским осадочным отложениям, а также к коре выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса.

Справедливо отмечает И. С. Рожков (1955), что: «Успех работы разведчика зависит от того, насколько полны и правильны представления разведчика о типах разведуемых им россыпей, об их возрасте, о том, какие генетические типы характерны для россыпей различных возрастных групп и о морфологических особенностях россыпей каждого генетического типа кристаллических пород, дресвы и первичных каолинов.

Россыпи ильменита в междуречье Ирша—Тростяница приурочены, как правило, к разновозрастным континентальным образованиям водного происхождения. Эти отложения представлены разнозернистыми пес-

ками нередко с гравием и галькой кристаллических пород, вторичными каолинами, значительно реже глинами и другими породами. Они характеризуются плохой сортированностью и различной степенью окатанности (преимущественно слабой) материала.

Наиболее благоприятными для образования россыпей являются участки кристаллического щита, где габбро-лабрадоритовые породы Волынского плутона были сильно каолинизированы. В условиях влажного континентального климата, под воздействием кратковременных, а также более или менее продолжительно действующих речных потоков каолинизированные породы интенсивно размывались. Материал переносился и отлагался, образуя различные литологические типы осадочных отложений. Благодаря относительно равнинному характеру рельефа, перенос продуктов каолинизированной коры выветривания, а также переотложение обломочных осадочных отложений происходили на небольших расстояниях от коренного источника питания. Размеры и характер водных потоков, возникавших на исследованной территории, находились в прямой зависимости от рельефа поверхности в различные периоды геологической истории.

Характерной особенностью древних континентальных отложений является преобладание в них вторичных каолинов, каолинистых песков и глин. Эти отложения образовались за счет перемыва и переотложения широко развитых в районе первичных каолинов доверхнеюрского возраста, причем интенсивное переотложение первичных каолинов происходило в пониженных местах кристаллического фундамента.

Основные данные о россыпях исследованного района, в общем виде, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Основные данные о россыпях бассейна р. Ирша

	Возраст россыпей	Генетические типы	Морфологические типы	Характер продуктивных отложений
Древние	Мезозойский, третичный (J_3—Cr_1, Cr_2, Cr_2—N) и четвертичный (Q_I^{al} и Q_{II}^{al})	Элювиальные Делювиальные Аллювиальные Пролювиальные Морские	Площадные (на выровненных поверхностях и склонах) пластовые — долинные, террасовые, линзовидные и береговые	Элювий (дресва кристаллических пород и первичные каолины, песчано-галечные рыхлые отложения (пески разнозернистые с гравием и галькой кристаллических пород), вторичные каолины, реже глины и другие породы. Также стяжения кремней с песком
Новые	Четвертичный (Q_{II}^{fgl}, Q_{III}^{al}, Q_{IV}^{al})	Элювиальные Делювиальные Аллювиальные Водноледниковые	Площадные (на выравненных поверхностях и склонах) долинные, русловые, террасовые	Элювий (дресва кристаллических пород и первичные каолины), песчано-галечные рыхлые отложения (пески разнозернистые с гравием и галькой кристаллических пород и кремня), реже вторичные каолины и другие породы

Из таблицы видно, что древние погребенные россыпи приурочены к мезозойским, третичным и четвертичным отложениям.

Характерной особенностью этого района является некоторое сходство генетических типов россыпей, приуроченных к разновозрастным

осадочным отложениям. В литологическом отношении отложения, к которым приурочены россыпи промышленного значения, также характеризуются рядом общих признаков: разнозернистым характером песчано-галечных отложений, плохой окатанностью материала, высоким содержанием тяжелых минералов и т. д.

Морфологические типы россыпей различного возраста в междуречье Ирша—Тростяница также имеют ряд общих черт, хотя имеется между ними и существенное различие. Основным отличительным признаком новых континентальных россыпей от древних является четко выраженный аллювиальный характер первых, приуроченных к хорошо выраженным в рельефе речным долинам, и широкие, часто невыраженные в современном рельефе, понижения в кристаллическом фундаменте, к которым приурочены древние континентальные россыпи. В междуречье Ирша—Тростяница древние ложбины стока оконтурены Западноукраинской экспедицией. В ряде мест обширной территории Волынского Полесья (бассейны рек Ирша, Уж, Горынь и другие) пространственное размещение и морфология древних форм рельефа, к которым могут быть приурочены древние континентальные россыпи, изучены слабо. Трудность изучения древних форм рельефа заключается в том, что они погребены под значительной толщей более молодых осадков.

В районе междуречья Ирша—Тростяница большое промышленное значение имеют древние континентальные погребенные россыпи верхнеюрского — нижнемелового, третичного и четвертичного возраста. Они представлены элювиальными, аллювиальными, возможно пролювиальными генетическими типами.

Разновозрастные делювиальные, водно-ледниковые, морские и некоторые другие россыпи в районе исследований имеют небольшую промышленную ценность. Погребенные россыпи ильменита и россыпи, приуроченные к современной гидрографической сети, часто между собою тесно связаны и поэтому здесь дается их общая характеристика.

В табл. 2 приводятся основные показатели по всему пласту и вскрыше россыпей ильменита междуречья Ирша—Тростяница. Пласт россыпи ильменита не имеет сплошного распространения и обнаружен скважинами по ряду линий (758, 738, 686, 650а, 610, 582 и др.) (рис. 3 и прил. I).

В западной части района по магистральной линии 758, расположенной восточнее сс. Ст. Бобрик и Ст. Фасовая, пласт россыпи ильменита вскрыт между скважинами 12—200 (район восточнее с. Ст. Бобрик) шириною 1980 *м*. Среднее содержание ильменита на всю ширину и мощность пласта россыпи на этом участке составляет 28,2 *кг/м*^{3}, а средняя мощность пласта россыпи колеблется от 2,0 до 10,5 *м*. По этой же линии в юго-восточном направлении между скв. 264—424 имеется россыпь ильменита шириной 1760 *м*, которая приурочена к отложениям четвертичного возраста. На этом участке пласт россыпи характеризуется невысоким содержанием ильменита. Среднее содержание его 11,2 *кг/м*^{3}. Средняя мощность пласта россыпи здесь 4,7 *м*. Между скважинами 472—792 по линии 758 ширина россыпи достигает 3360 *м*. Среднее содержание ильменита в пласте россыпи на этом участке — 11,3 *кг/м*^{3} и средняя мощность пласта около 6,6 *м*. Далее на юго-восток по этой линии прослеживается россыпь ильменита с небольшими перерывами шириною до 5120 *м*. Этот участок россыпи также характеризуется невысоким средним содержанием ильменита и значительной средней мощностью пласта.

Таким образом, по линии 758 наиболее богатый ильменитом участок россыпи расположен в пределах водно-ледниковой террасы (по М. Ф. Векличу) и примыкает непосредственно к современной долине р. Ирша.

Восточнее линии 758, примерно на расстоянии 2,0—2,5 *км*, расположена линия 738. По этой линии вскрыт пласт россыпи ильменита общей

Таблица 2

Основные показатели по пласту и вскрыше россыпных месторождений ильменита в междуречье Ирша — Тростяница

№ линий	Между скважинами №	Ширина россыпи *м*	Содержание ильменита в пласте россыпи, *кг/м³*		Мощность пласта россыпи, *м*		Содержание ильменита во вскрыше россыпи *кг/м³*		Мощность вскрыши *м*		Примечание
			От — до	Среднее	От — до	Среднее	От — до	Среднее	От — до	Среднее	
758	12—200	1980	12,0— 49,6	28,2	2,0—10,5	5,6	1,6 — 6,8	2,8	2,5—15,5	7,7	В скв. 44 пласт отсутствует
758	264—424	1760	5,4— 20,2	11,2	1,5— 9,5	—	0,5 — 3,0	1,7	9,0—19,5	12,4	
758	472—792	3360	2,4— 30,3	11,3	1,5—15,0	6,6	Зн. 2,0	1,1	3,0—11,0	7,2	В скв. 632 нет данных анализов
738	34—78	457,1	9,1— 25,2	18,7	0,5— 7,5	3,3	0,35— 8,02	4,3	1,0—15,0	10,6	
738	110—238	1440,5	6,6—112,0	26,7	1,0— 7,5	3,0	0,31— 3,73	2,0	2,5—10,5	7,6	В скв. 206 и 222 пласт отсутствует
738	526—894	3523,6	10,7— 79,7	26,4	1,0— 3,5	2,1	Зн. 6,1	1,7	0,5— 9,5	4,7	Пласт не имеет сплошного распространения
686	60—268	2358,25	3,9— 59,0	24,7	0,5— 5,5	2,3	0,08— 5,7	2,3	2,0— 9,0	5,4	В скв. 132 и 156 пласт отсутствует
686	524—988	4799,3	1,3—152,3	38,1	0,5—17,0	4,9	Зн. 6,2	1,4	1,0—11,5	5,4	В скв. 908 пласт отсутствует
670	40—194	1719,0	10,1— 60,4	25,5	0,5— 8,0	4,0	0,05— 3,1	1,7	2,5— 8,0	5,6	
670	362—746	3974,0	7,0—128,5	42,4	1,0—12,5	5,2	Зн. 3,3	1,4	2,0—15,0	8,0	
650а	86—574	5103,1	3,0— 80,0	33,5	0,5—17,5	4,0	Зн. 6,66	2,0	2,0—24,0	7,3	В скв. 398 и 552 пласт отсутствует
610	30—772	7636,3	8,0—143,0	37,2	1,0—21,5	7,5	0,2 —18,5	2,0	1,0—22,0	9,2	В скв. 532, 628, 708, 740 пласт отсутствует
582	28—260	2468,2	9,2— 50,3	22,0	0,5— 9,5	4,3	0,1 — 4,8	0,9	1,0—23,0	13,2	В скв. 148 и 212 пласт отсутствует
582	324—710	4136,8	7,9—187,1	45,0	0,5—14,5	6,1	Зн. 44	1,1	2,5—21,5	9,8	В скв. 660 пласт отсутствует
542	28—80	576,3	12,2— 38,9	25,4	0,5— 6,5	2,8	1,0 — 3,9	2,1	0,5— 9,0	3,1	Пласт не имеет сплошного распространения
542	208—304	1120,7	8,7— 31,7	17,3	2,0— 5,5	3,7	0,2 — 2,28	0,9	12,0—22,5	15,5	
510	56—120	722,8	11,7— 29,7	18,8	0,5— 7,0	3,2	0,5 — 1,6	1,0	1,5—15,0	5,4	
510	200—344	1600,0	6,1— 21,2	13,7	0,5— 7,0	3,1	0,5 — 1,0	0,7	5,5—22,0	17,7	В скв. 312 пласт отсутствует

шириной до 5000 *м*, который не имеет сплошного распространения и характеризуется малой мощностью пласта при среднем содержании ильменита от 18 до 26 *кг/м*³. Пласт россыпи ильменита здесь также приурочен в основном к четвертичным аллювиальным и водно-ледниковым отложениям. Изредка в состав его входят и вторичные каолины незначительной мощности. По этой линии между скважинами 34—78 прослеживается пласт россыпи шириной около 457 *м*, со средним содержанием ильменита 18,7 *кг/м*³ и средней мощностью около 3,3 *м*. На юго-восток по этой линии пласт прерывается и присутствует только между скважинами 110—238. Ширина его в этом месте достигает 1440 *м*, среднее содержание ильменита 26,7 *кг/м*³, при средней мощности около 3 *м*. Далее по линии 738 прослеживается пласт россыпи шириною до 3523 *м*, также не имеющий сплошного распространения, со средним содержанием ильменита 26,4 *кг/м*³, при мощности пласта 2,1 *м*.

Восточнее линии 738 на расстоянии 4—3,5 *км* расположена линия 686. Она пересекает в юго-восточном направлении междуречье Ирша—Тростяница, начиная от русла р. Ирша до р. Тростяница. Ширина района междуречья в этом месте около 12 *км*. По этой линии вскрыта россыпь ильменита шириной около 7 *км*. Ширина пласта россыпи между скважинами 60—268 достигает 2350 *м*, при среднем содержании ильменита 24,7 *кг/м*³ и средней мощности пласта 2,3 *м*. Второй участок россыпи по этой линии, вскрытый между скважинами 524—988, имеет ширину 4799 *м*, при среднем содержании ильменита 36,1 *кг/м*³ и средней мощности пласта до 4,9 *м*. Пласт россыпи ильменита приурочен к континентальным отложениям четвертичного и дочетвертичного возраста. Местами в строении пласта принимают участие также морские отложения верхнемелового возраста, которые по существу не представляют практического интереса.

На расстоянии 2,5—1,5 *км* восточнее линии 686 расположена линия 670. По этой линии также имеется два участка россыпи: между скважинами 40—194 шириною 1719 *м* и между скважинами 362—746 шириною 3974 *м*. Суммарная ширина россыпи по этой линии достигает 5693 *м*. Россыпь ильменита здесь характеризуется высоким средним содержанием ильменита (25,5—42,4 *кг/м*³) и значительной мощностью пласта (средняя мощность по участкам составляет 4—5,2 *м*). Пласт россыпи является неоднородным по возрасту и генезису. В строении его принимают участие четвертичные и дочетвертичные отложения. Он сложен в основном песками разнозернистого состава с гравием и галькой кристаллических пород, вторичными каолинами, глинами и реже другими породами. В генетическом отношении пласт россыпи состоит из континентальных осадков водного происхождения. Незначительное участие в строении пласта россыпи принимают также морские отложения в виде стяжений кремней с песком.

Далее на восток на расстоянии 1,5—2,5 *км* в междуречье Ирша — Тростяница расположена линия 650а. По этой линии вскрыт пласт россыпи между скважинами 86—574 шириной 5103 *м*. Он не имеет сплошного распространения. Содержание ильменита в пласте россыпи по этой линии колеблется от 3 до 80 *кг/м*³ при среднем содержании 33,5 *кг/м*³. Мощность пласта россыпи колеблется от 0,5 до 17,5 *м*, средняя мощность пласта 4,0 *м*. В возрастном, генетическом и литологическом отношениях пласт россыпи по этой линии примерно аналогичный пласту по линиям 686, 670 и 610.

Восточнее линии 650а на расстоянии 2,5—3,5 *м* расположена линия 610. Начинается она у р. Ирша в районе с. Старики и проходит восточнее с. Добрынь и р. Добрынка. Данные, полученные по этой линии, характеризуются наиболее высокими и выдержанными показателями. По линии 610 промышленный пласт россыпи ильменита прослеживается на протяжении 7636 *м* почти непрерывно. Только в четырех скважинах (532,

628, 708 и 740) пласт отсутствует. Содержание ильменита в нем колеблется от 8 до 143 *кг/м*³. Среднее содержание на всю ширину и мощность пласта по этой линии 37,2 *кг/м*³. Мощность пласта россыпи колеблется в широких пределах от 1 до 21,5 *м* и достигает максимальной мощности в междуречье. Средняя мощность пласта россыпи на 7 *км* в ширину составляет 7,5 *м*. Морские осадки в строении пласта россыпи так же, как и в других частях междуречья Ирша—Тростяница занимают незначительное место, но в геологической истории развития в этом районе они играли положительную роль в том отношении, что благодаря слою кремней, трудно поддающемуся размыву, эти осадки, покрывая залегающие ниже древние континентальные россыпи доверхнемелового—верхнеюрского возраста, сохранили их от размыва. В результате сохранились от размыва в междуречье Ирша—Тростяница мезозойские россыпи ильменита, запасы которых исчисляются миллионами тонн.

Восточнее линии 610, на расстоянии примерно около 3,5 *км*, расположена линия 582. По этой линии также вскрыта россыпь ильменита шириной 6,5 *км*. Она здесь разделяется на два участка: 1) участок между скважинами 28—260 шириной 2468 *м* со средним содержанием ильменита 22 *кг/м*³ и средней мощностью пласта 4,3 *м* и 2) участок россыпи между скважинами 324—710 шириной 4136 *м*. Среднее содержание ильменита на пласт 45 *кг/м*³, а средняя мощность пласта 6,1 *м*.

Таким образом, площадь междуречья Ирша—Тростяница, расположенная между линиями 686—582, представляет большой промышленный интерес (приложения 1 и 2).

Район междуречья, расположенный восточнее линии 582 в пределах линий 542, 510 и до устья р. Тростяница, имеет большую мощность вскрыши, малую мощность пласта и невысокое содержание ильменита и поэтому не представляет интереса.

Данные, приведенные выше, свидетельствуют о широком развитии россыпей ильменита большого промышленного значения в междуречье Ирша—Тростяница.

Вскрышу россыпи ильменита в междуречье Ирша—Тростяница характеризует табл. 2, из которой видно, что мощность вскрыши россыпи ильменита в этом обширном районе варьирует в широких пределах. Средняя мощность вскрыши по линиям колеблется от 3,1 (л. 542) до 17,7 *м* (л. 510), а в пределах промышленной части россыпи средняя мощность вскрыши составляет от 4,7 *м* (л. 738) до 13,2 *м* (л. 582). Среднее содержание ильменита во вскрыше россыпи обычно невысокое и колеблется от 0,7 *кг/м*³ (л. 510) до 4,3 *кг/м*³ (л. 738). Преобладает среднее содержание его менее 2 *кг/м*³.

Большая мощность вскрыши россыпи в междуречье Ирша—Тростяница является отрицательным фактором при оценке месторождения. Но тем не менее, на значительной площади междуречья соотношение между пластом россыпи и вскрышей примерно соответствует 1:1 или немного больше.

Учитывая также, что нередко пласт россыпи содержит в себе количество ильменита, более чем в два-три раза превышающее кондиционные цифры, становится очевидной ценность этого месторождения. В возрастном генетическом и литологическом отношениях вскрыша россыпи состоит преимущественно из континентальных глинисто-песчаных отложений четвертичного возраста. Сюда относятся, главным образом, водно-ледниковые и ледниковые отложения, представленные мелкозернистыми, реже средне- и разнозернистыми песками и валунными суглинками, супесями, реже песками мелкозернистыми и глинами, а также аллювиальными отложениями.

Очень редко в состав вскрыши входят также верхнемеловые морские и дочетвертичные континентальные отложения.

В междуречье Ирша—Тростяница россыпи ильменита залегают не-

посредственно на ильменитоносной коре выветривания, преимущественно основной серии пород коростенского интрузивного комплекса.

Данные о содержании ильменита в верхней части коры выветривания кристаллических пород этого района приведены в табл. 3.

Таблица 3

Среднее содержание ильменита в шлихах из верхней части коры выветривания кристаллических пород (дресвы и первичных каолинов) междуречья Ирша—Тростяница

№ линий	Содержание ильменита, *кг/м*³		Пройденная мощность элювия, *м*		Примечание
	от—до	среднее по линии	от—до	средняя	
758	2,6—50,0	14,8	0,5—2,0	0,8	В скв. 20, 232, 248, 520, 632, 792 элювий отсутствует
738	зн.—42,15	12,3	0,25—4,0	1,1	В скв. 54, 62, 94, 638, 894 элювий отсутствует
686	1,2—159,0	29,8	0,5—3,0	1,2	В скв. 316, 412, 444, 492, 508, 524, 796, 876, 908, 988, 1036, 1052, 1164 элювий отсутствует
670	2,0—81,4	24,9	0,5—6,0	1,3	В скв. 306, 322, 586 элювий отсутствует
650а	зн.—158,0	29,3	0,5—5,0	1,1	В скв. 542, 574, 606, 622, 1262, 1342 элювий отсутствует
610	1,0—147,0	28,5	0,5—2,5	0,8	В скв. 148, 228, 244, 372, 420, 564 элювий отсутствует
582	1,3—296,0	38,3	0,5—1,5	0,8	В скв. 148, 228, 244, 260, 276, 292, 324, 436, 452 элювий отсутствует
582	2,5—53,7	23,2	0,5—1,5	1,0	В скв. от 28 до 532, от 644 до 724 элювий отсутствует
542	1,3—38,6	15,7	0,5—3,0	1,1	от 208 до 624 — В скв. 224, 256, 272, 304, 320, 336, 368, 400, 448, 560, 576, 592 элювий отсутствует
510	4,1—41,0	13,0	0,5—2,5	1,2	от 48 до 152 скв.
510	зн.—7,7	3,5	0,5—4,5	1,7	от 488 до 568 скв.

Из табл. 3 видно, что содержание ильменита в верхней части коры выветривания кристаллических пород района колеблется в широких пределах от единичных знаков до 296 *кг/м*³. Преобладает среднее содержание ильменита по отдельным линиям более 20 *кг/м*³.

Кора выветривания кристаллических пород не имеет сплошного распространения и характеризуется различной мощностью. Это наглядно показано на разрезах (рис. 1). Также составлена карта содержания ильменита в верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница (приложение № 2).

На диаграммах (рис. 2) по отдельным магистральным линиям показано среднее содержание ильменита по пласту и вскрыше россыпи, а также в элювии кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница, где наглядно выделяются наиболее богатые россыпи, имеющие большое

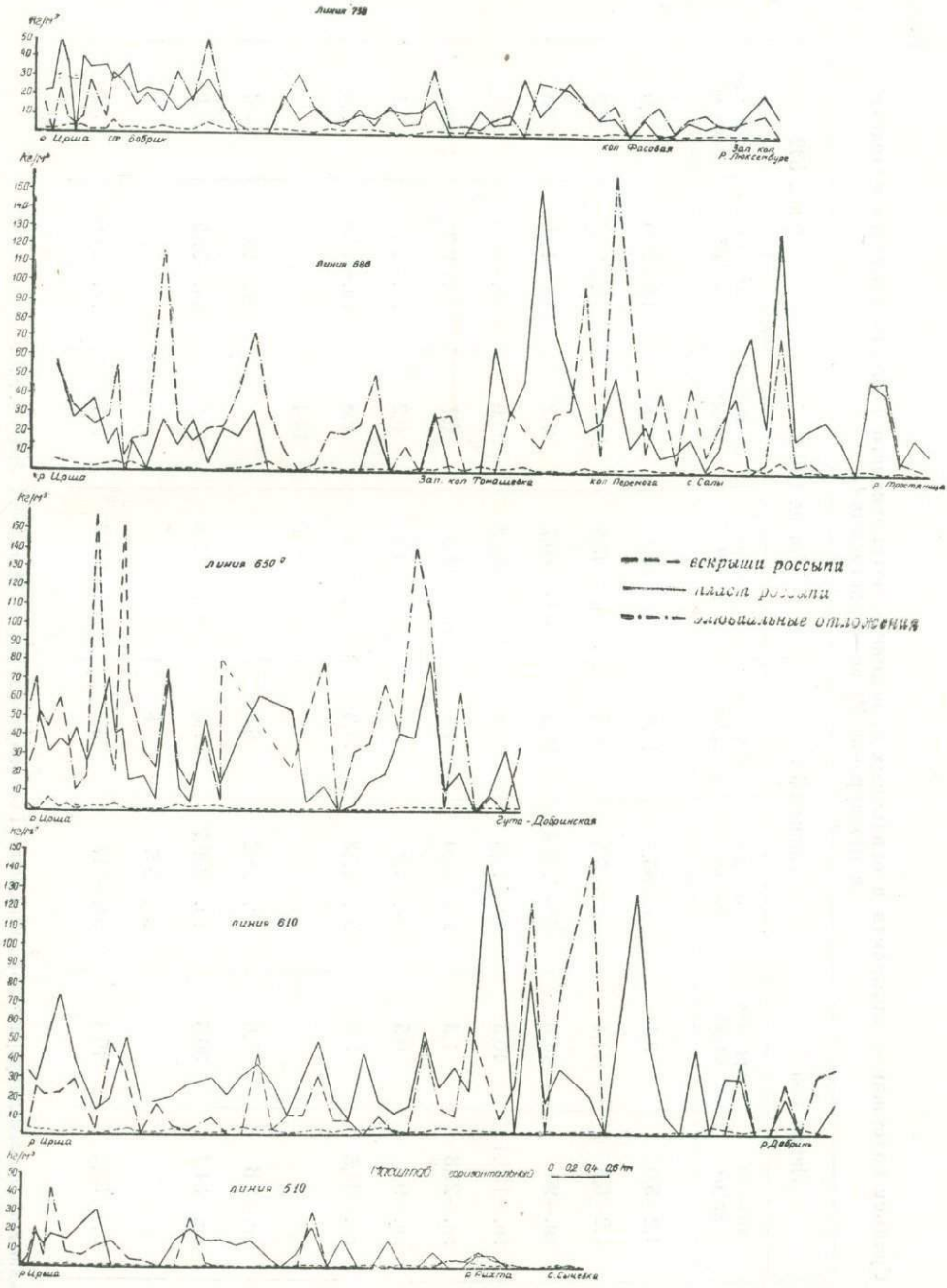


Рис. 2. Диаграммы среднего содержания ильменита в междуречье Ирша—Тростяница. (Составлена М. Г. Дядченко по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР).

Таблица 4

Среднее содержание ильменита в осадочных отложениях четвертичного и дочетвертичного возраста в междуречье Ирша—Тростяница [1]

Возраст	Линия 686		Линия 650а		Линия 610		Линия 542		Среднее кг/м³
	от—до кг/м³	среднее кг/м³	от—до кг/м³	среднее кг/м³	от—до кг/м³	среднее кг/м³	от—до кг/м³	среднее кг/м³	
Q_{IV}^{al}	1,2—5,9	3,1	зн.—85,1	11,3	зн.—90,3	8,8	1,8—25,0	7,0	7,5
Q_{III}^{al}	0,2—6,5	14,4	зн.—75,5	22,6	зн.—143,8	30,0	зн.—32,6	4,5	17,8
Q_{II}^{al}	зн.—90	18,0	12,9—108,4	32,3	6,1—180,7	37,2	13,6—100,2	27,8	28,8
Q_{I}^{al}	зн.—180,4	10,3	зн.—10,6	1,8	зн.—255,8	24,6	зн.—56,3	16,4	13,2
Q_{II}^{gl}	зн.—27,3	1,3	зн.—71,0	1,4	зн.—15,3	0,7	зн.—9,2	зн.	0,8
Q_{II-III}^{fgl}	зн.—9,9	0,5	зн.—4,2	0,2	зн.—14,3	0,2	зн.—2,1	0,1	0,25
Q_{II}^{fgl}	зн.—38,5	3,0	зн.—15,8	4,3	зн.—21,5	2,8	зн.—14,0	2,0	3,0
$Cr_2—N$					зн.—164,7	14,4			14,4
$Pz—N$ (?)	зн.—3,6	1,6	зн.—28,2	6,8			зн.—2,8	0,4	0,9
$J_2—Cr_1$	зн.—34,7	36,5	зн.—209,7	37,8	зн.—315,6	35,2	зн.—59,8	14,8	31,0
Pg_3h			зн.—2,5	0,8					0,8
Cr_2	2,0—37,2	16,8	зн.—117	14,2	зн.—176,2	10,7	зн.—14,6	7,4	12,2

[1] Составлена по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР.

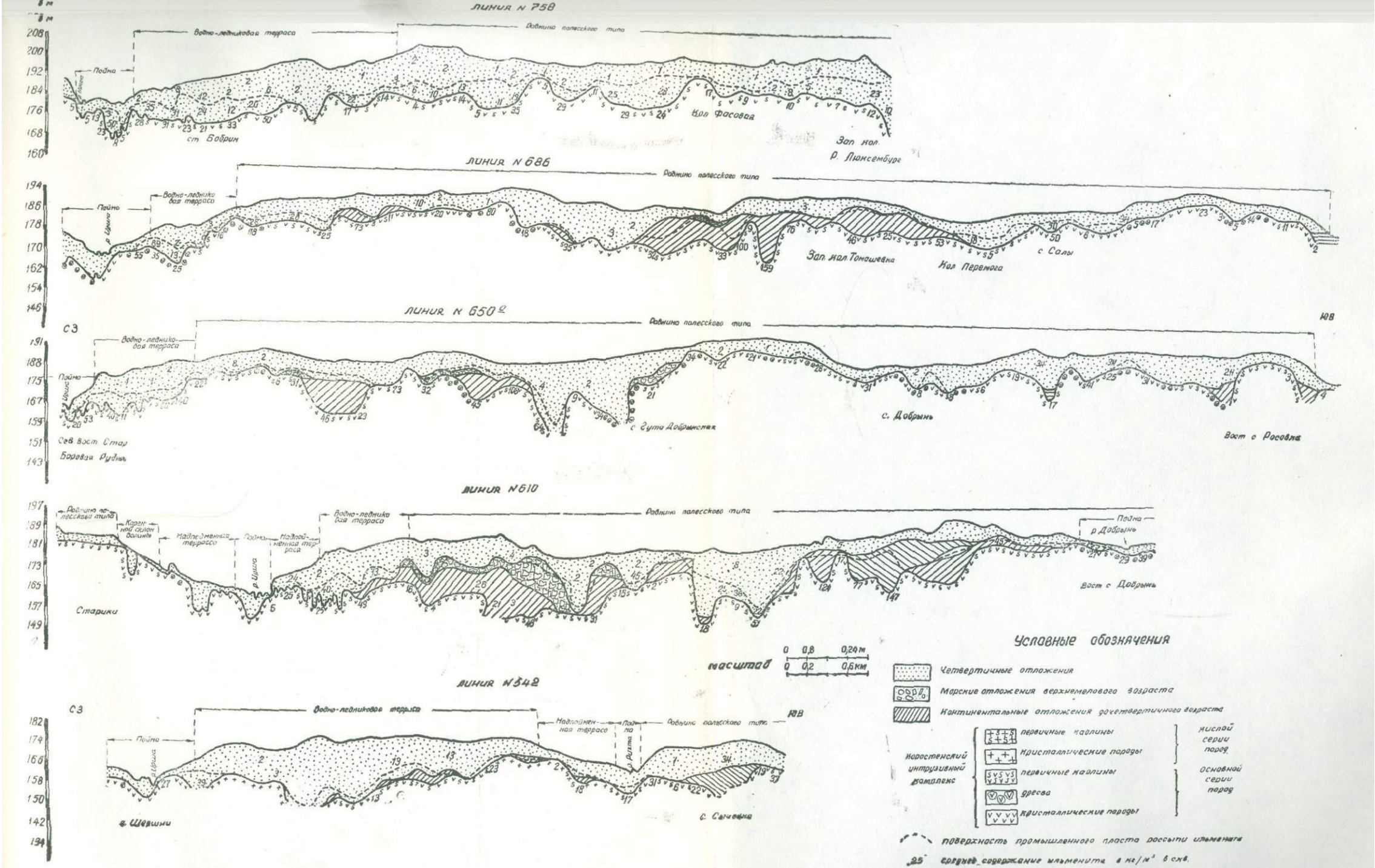


Рис. 3. Схематические геологические разрезы междуречья Ирша—Тростяница.

Составлены по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР и Института геологических наук АН УССР.

промышленное значение, и участки, не представляющие практического интереса.

В заключение настоящего раздела приводим данные о содержании ильменита в отдельных генетических типах разновозрастных осадочных отложений (табл. 4), которые наглядно характеризуют различные по возрасту и генезису осадочные отложения.

Наиболее высокое содержание ильменита наблюдается в континентальных отложениях водного происхождения верхнеюрского и нижнемелового возраста. Высокое, но несколько меньшее содержание ильменита имеется в аллювиальных отложениях четвертичного возраста.

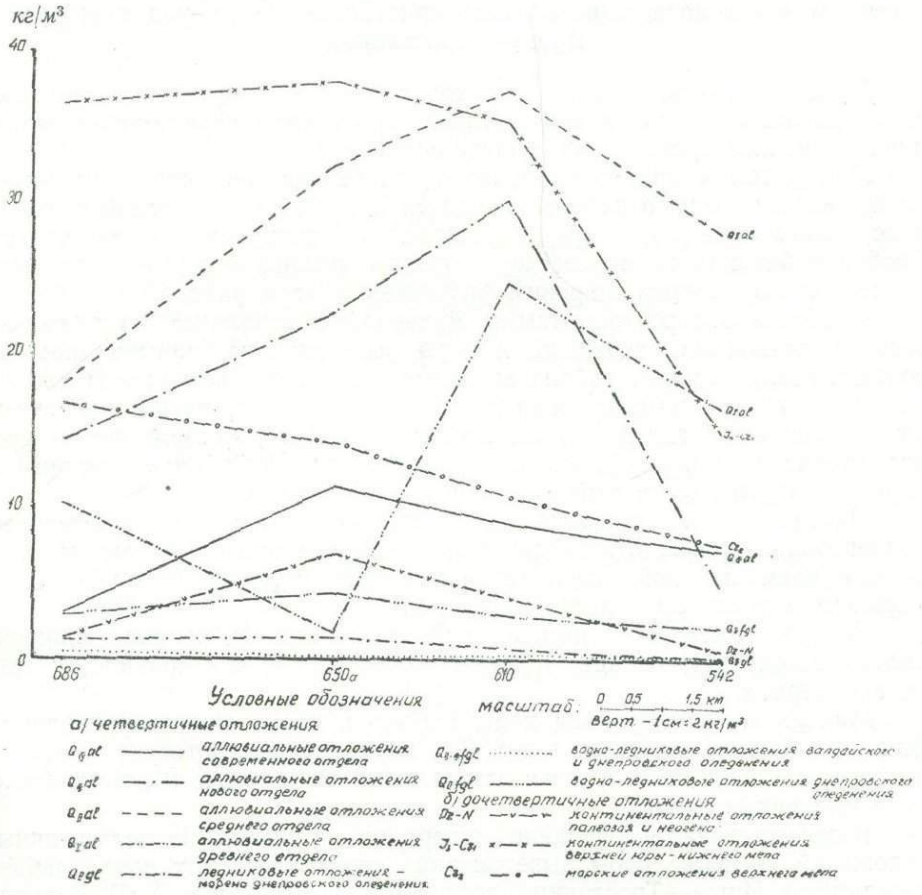


Рис. 4. Диаграмма среднего содержания ильменита в осадочных отложениях четвертичного и дочетвертичного возраста в междуречье Ирша—Тростяница.

(Составлена М. Г. Дядченко по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 (б. «Союзредметразведка»). МЦМ СССР).

Наименьшим содержанием ильменита в исследованном районе характеризуются ледниковые отложения, представленные мореной, а также надморенные водно-ледниковые отложения. Эти генетические типы осадков четвертичного возраста не концентрируют в себе тяжелых минералов. Исследованиями установлено, что в этом районе среднее содержание ильменита в определенных генетических типах осадочных отложений различного возраста является характерным и достаточно выдержанным.

Особенно четко выделяются по содержанию ильменита аллювиальные отложения от водно-ледниковых и ледниковых образований, а также континентальные водного происхождения отложения верхнеюрского —

нижнемелового возраста от толщи континентальных отложений верхнемелового — неогенового возраста.

Морские отложения содержат в два-три раза меньше ильменита, чем подстилающие их более древние континентальные отложения.

Таким образом, полученные результаты указывают на необходимость при ведении геологических исследований и расчленении осадочных толщ руководствоваться также данными по содержанию типоморфных минералов в отдельных осадочных типах и комплексах пород (рис. 4).

Описание минералов в шлихах из разновозрастных осадочных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша — Тростяница

Минералогический состав шлихов района широкого развития россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница характеризуется наличием значительного числа минеральных видов.

Минералогический состав шлихов разновозрастных осадочных отложений исследованного района находится в тесной генетической связи с кристаллическими породами коростенского интрузивного комплекса. Особенно близкий он по составу породам основной серии этого комплекса, пользующимся широким развитием в этом районе.

Наиболее распространенными минералами в шлихах из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород в исследованном районе являются: кварц, полевые шпаты, ильменит, магнитный ильменит, магнетит, титаномагнетит, рутил, лейкоксен, циркон, шпинель, апатит, топаз, дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, гранат (альмандин), анатаз, турмалин, пироксен, эпидот, марказит, корунд и другие, всего около 35 минеральных видов.

Многие из этих минералов присутствуют в шлихах в значительных концентрациях, сюда относятся: кварц, полевые шпаты, ильменит, магнитный ильменит, лейкоксен, титаномагнетит, циркон, рутил, апатит, марказит и некоторые другие минералы.

Распространенные в шлихах района минералы: корунд, шпинель, анатаз, касситерит, монацит и другие встречаются, как правило, в единичных зернах.

Минералы — самородная медь, пироксен, халькопирит, арсенопирит, флюорит, брукит, малакон, торит (?), циртолит, дюмортьерит, уваровит и другие в шлихах междуречья встречаются очень редко и исключительно в единичных зернах.

Ниже приводится описание минералов в шлихах из четвертичных отложений, а также коры выветривания кристаллических пород района междуречья Ирша—Тростяница, согласно классификации А. Г. Бетехтина (1951), основанной на сходстве химического состава и особенностях их кристаллической структуры.

Из самородных элементов в междуречье Ирша—Тростяница в шлихах отмечена самородная медь.

Самородная медь. Очень мелкие единичные зерна самородной меди медно-красного цвета встречены в шлихе из суглинка ледникового происхождения в междуречье Ирша—Тростяница по линии 738, в скважине 110. Медь неправильной формы, ковкая.

Пирротин. Единичные зерна пирротина отмечены в шлихе из мелкозернистого песка по магистральной линии 650а, в скважине 606. Пирротин латунно-желтого цвета, зерна неправильной формы, неокатанный, сильно магнитный.

Халькопирит описан в шлихе из песка древнечетвертичного возраста, а также в разрушенном лабрадорите по линии 610 в скважинах 484 и 852. Халькопирит встречается в единичных зернах, неправильной формы, медно-желтого цвета с темно-синей побежалостью.

Пирит в шлихах междуречья пользуется незначительным распространением. Обычно присутствует в единичных зернах, реже до 10—30% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. В 17% изученных шлихов пирит отмечен во вскрыше россыпи; в 27% шлихов из пласта россыпи и в 26% шлихов из коры выветривания кристаллических пород. Сравнительно большим распространением пирит пользуется в шлихах из аллювиальных отложений четвертичного возраста, где наличие его отмечено в половине изученных шлихов. Водно-ледниковые и ледниковые отложения почти не содержат пирита; в 55% шлихов пирит отмечен в единичных зернах из континентальных (преимущественно, аллювиальных) отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста. Несколько повышенное содержание (до 10% во фракции) пирита наблюдается в морских отложениях верхнемелового возраста, представленных глауконитовыми песками. Пирит в этих отложениях отмечен в 50% изученных шлихов. Он часто встречается в ассоциации с марказитом. Форма пирита октаэдрическая, реже кубическая, встречаются также комбинации куба с октаэдром и зерна неправильной формы, иногда в виде сростков мелких кристалликов октаэдрической и другой формы. В ряде шлихов кристаллы пирита с поверхности частично окислены.

Марказит — пользуется значительно большим распространением; отмечен в 63% изученного числа шлихов из осадочных отложений, составляющих вскрышу россыпи, в 67% шлихов из пласта россыпи, а в коре выветривания кристаллических пород в 73% шлихов. Марказит в шлихах присутствует в единичных зернах до 90% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. Марказит пользуется большим распространением в аллювиальных отложениях, где он отмечен почти во всех шлихах. В водно-ледниковых и ледниковых отложениях марказит присутствует чаще, чем пирит и встречаемость его в шлихах составляет 45—66%. В дочетвертичных отложениях марказит присутствует почти во всех шлихах (100% в морских и 75—90% в континентальных отложениях). Во вторичных каолинах, а также в коре выветривания кристаллических пород марказит присутствует нередко в большом количестве. Иногда марказит сильно окисленный или почти полностью замещен гидроокислами и окислами железа. В ряде шлихов из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород (по линиям 750, 738, 650а и др.) отмечены стяжения, по форме соответствующие марказиту, черно-бурого до черного цвета, с ярко выраженными магнитными свойствами. Некоторые из них характеризуются сильной магнитностью и полярностью, как у магнетита.

Марказит обычно встречается в виде мельчайших кристаллов и их сростков, оолитов, шаровидных сростков и неправильных зерен тонкозернистого строения. Местами наблюдается нарастание марказита в виде корки на ильмените и других минералах. Нередко марказит образует псевдоморфозы по растительным остаткам и отдельным минералам (гиперстен). Образование марказита в осадочных отложениях и коре выветривания кристаллических пород следует связывать с режимом недостаточности кислорода, что свидетельствует о значительной заболачиваемости междуречья Ирша—Тростяница в различные периоды геологической истории.

Арсенопирит. Единичные зерна арсенопирита неправильной формы встречены по линии 610 в скважине 260, в шлихах из дочетвертичных (Cr_2 и Cr_1—J_3) отложений, а также в каолинизированной дресве кристаллических пород.

Флюорит в шлихах исследованного района встречается очень редко; единичные зерна его отмечены по линии 510 (в восточной части района) в скважине 664, в шлихе из слоя кремней верхнемелового возраста. Зерна его неправильной формы, без следов окатанности. Окрашен неравномерно — от бесцветного до светло-лилового цвета.

Под микроскопом — изотропный, показатель преломления близкий к 1,435.

Корунд в шлихах междуречья пользуется значительным распространением. Отмечен в 67% изученного числа шлихов из отложений, составляющих вскрышу россыпи, в 49% шлихов из пласта россыпи и в 23% шлихов из верхней части элювия кристаллических пород. Присутствует исключительно в единичных зернах. Корунд отмечен в 90—58% изученного числа шлихов из четвертичных отложений. В дочетвертичных отложениях корунд присутствует от 25% (Cr_2) до 75% (Cr_1—J_3) изученного числа шлихов.

Корунд встречается бесцветный и неравномерно окрашенный в голубовато-серый, светло-синий, синий, серовато-синий, дымчато-серый, малиново-розовый, светло-розовато-белый, светло-розовый с синими пятнами и светло-серый цвет. В зернах корунда часто наблюдаются включения, преимущественно черного цвета. Корунд обычно прозрачный до полупросвечивающего, со стеклянным блеском, размер зерен обычно не превышает 1 *мм*; встречается в виде неправильных зерен и обломков призматических или таблитчатых кристаллов. Степень окатанности его различная, встречаются хорошо окатанные и совершенно неокатанные зерна. Неокатанные зерна имеют трещиноватость в направлении спайности минерала. Под микроскопом бесцветный или соответственно неравномерно окрашен. Двупреломление низкое. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления — по $Nm \geqslant 1767$; по $Np \geqslant 1754$; корунд синего цвета, плеохроичный.

Гематит в шлихах района встречается в виде зерен неправильной формы, обычно, в единичных знаках до 5% веса электромагнитной фракции. Гематит черно-бурого и красно-бурого цвета.

Ильменит является наиболее распространенным минералом в шлихах района из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса.

Он является также типоморфным минералом почти для всех пород коростенского интрузивного комплекса. В основной серии пород этого комплекса ильменит присутствует местами в значительном количестве.

Содержание ильменита в различных по возрасту и генезису осадочных отложениях междуречья Ирша—Тростяница колеблется в очень широких пределах от единичных знаков до 200—500 *кг/м*^{3} и более.

В шлихах ильменит присутствует обычно в виде угловатых и более или менее округлых зерен неправильной формы, реже в виде плохо оформленных кристаллов и их обломков.

Размер зерен ильменита в шлихах колеблется от десятых долей до 2 *мм* и более, преобладают зерна размером от 0,10 до 1 *мм*. Твердость 5—6. Ильменит черного цвета, местами частично измененный в лейкоксен. Ильменит в гипергенных условиях является достаточно устойчивым, и изменение его в лейкоксен и другие вторичные минералы происходит довольно медленно. Поэтому в осадочных отложениях и коре выветривания, как правило, наблюдается ничтожное содержание лейкоксена по сравнению с громадными количествами ильменита. Нередко можно наблюдать в пределах одного зерна изменение ильменита в лейкоксен от периферии к центру. Окислы титана в гипергенных условиях достаточно устойчивы, и в процессе изменения ильменита происходит вынос из него в основном окислов железа. Степень изменения ильменита наглядно иллюстрируют данные, полученные в результате пересчета химических анализов проб ильменита исследованного района (табл. 5, 6, 7).

Ильменит обладает сильными электромагнитными свойствами и при сепарации всегда концентрируется в первой электромагнитной фракции шлиха. Он легко выделяется в мономинеральную фракцию, состоящую из 98—99% ильменита.

В междуречье Ирша—Тростяница по ряду скважин отобраны нами под бинокулярной лупой для химического анализа 35 проб ильменита черного цвета, внешне без следов изменения. С целью возможно более полного изучения химического состава ильменита и степени изменения его пробы отбирались из различных отложений по возрасту и генезису.

Результаты химических анализов ильменита района междуречья Ирша—Тростяница, выполненных в лаборатории Института геологических наук АН УССР (аналитики Б. В. Мирская и С. Панченко), приведены в табл. 5, 6, 7.

Данные химических анализов ильменита из четвертичных отложений (табл. 5) района показывают, что содержание в нем TiO_2 колеблется от 54,29 до 50,32%. Преобладает содержание TiO_2 — 51—53%. Содержание Fe_2O_3 в ильмените колеблется от 7,46 до 16,42%. Содержание V_2O_5 колеблется от 0,32 до 0,12%. Преобладают пробы с содержанием V_2O_5 более 0,25%. Присутствие в ильмените значительного количества Fe_2O_3, а также наличие в анализах суммы H_2O гигроскопическая и п.п.п. 0,40—1,2% указывают на частичное изменение ильменита в лейкоксен, когда закисное железо переходит в окисное.

С целью выяснения степени изменения ильменита, присутствующего в осадочных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород, нами произведены соответствующие пересчеты химических анализов.

В табл. 5 приведены данные химического состава ильменита из четвертичных отложений междуречья Ирша—Тростяница; последние две графы характеризуют процентное содержание компонентов, входящих в состав собственно ильменита (TiO_2, FeO, MnO, MgO, V_2O_5 и Cr_2O_3) и процентное содержание компонентов, входящих в состав рутила, гематита и лейкоксена, находящихся в ильмените как в виде твердых растворов, включений, так и вторичных продуктов его изменения.

Данные пересчета 15 химических анализов показывают, что в четвертичных отложениях этого района ильменит в значительной степени изменен в вещество лейкоксена, где процентное содержание собственно ильменита колеблется от 62 до 86% и соответственно 14—38% составляют лейкоксен, рутил и гематит.

Из дочетвертичных отложений междуречья Ирша—Тростяница достаточно полно изучен химический состав ильменита в континентальных отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста (табл. 6). Из данных, приведенных в табл. 6, видно, что содержание TiO_2 в пробах ильменита из верхнеюрских — нижнемеловых отложений колеблется от 51,33 до 63,43%. Преобладает содержание TiO_2 в пробах более 53%. Ильменит из этих отложений характеризуется очень высоким содержанием TiO_2, что указывает на значительное изменение его в лейкоксен. Содержание Fe_2O_3 в пробах ильменита колеблется от 9,4 до 28,71%, что также указывает на значительное его изменение.

Удельный вес ильменита из этих отложений соответственно увеличению TiO_2 в пробах уменьшается и колеблется от 4,68 до 4,14.

В последних двух графах табл. 6 приведены данные пересчетов химических анализов, указывающие на высокую степень изменения в значительном числе проб ильменита из мезозойских континентальных отложений в лейкоксен, где процентное содержание компонентов, входящих в состав собственно ильменита, колеблется от 12 до 78%, и соответственно лейкоксен, рутил и гематит составляют 88—22%. Следует отметить, что четыре анализируемых пробы ильменита (7, 8, 9 и 10) содержат ильменитового компонента всего 43—12%, и по существу уже не являются ильменитом и находятся в стадии преобразования ильменитового вещества в лейкоксен. Однако по внешнему виду под бинокулярной лупой их не удалось выделить, так как они окрашены в черный

Таблица 5

Химический состав ильменита из четвертичных отложений междуречья Ирша—Тростяница

№ линий и скважин	№ проб	Глубина от — до м	Название породы	Компоненты, %														Процентное содержание TiO_2, FeO, MnO, MgO, V_2O_5 и Cr_2O_3 в ильмените	Процентное содержание рутила, гематита и лейкоксена в ильмените
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	V_2O_5	Cr_2O_3	H_2O гигроскопическая	П.п.п.	Сумма	Удельный вес		
610/436	75029	14,0—14,5	Песок разнозернистый	0,56	52,72	0,58	14,78	29,02	0,68	0,90	не обн.	0,32	0,01	0,08	0,78	100,43	4,53	66	34
610/436	75035	17,0—17,5	Суглинок	0,16	54,08	0,58	13,19	29,74	0,74	0,36	„	0,32	сл.	0,10	1,07	100,34	4,52	66	34
610/436	75046	22,5—23,0	Песок разнозернистый	0,20	54,29	0,20	13,74	28,88	0,63	1,02	„	0,32	0,03	0,08	1,04	100,42	4,55	66	34
686/236	71280	8,5—9,0	Песок крупнозернистый	1,00	50,92	0,32	10,08	35,56	0,63	0,57	„	0,25	0,08	0,08	0,59	100,08	4,636	80	20
650а/182	68999	13,5—14,0	„	0,40	51,59	0,62	12,67	32,76	0,73	0,64	„	0,27	0,04	0,04	0,27	100,03	4,66	74	26
650а/182	69001	14,5—15,0	„	0,36	51,38	0,46	10,14	36,06	0,65	0,80	„	0,29	сл.	0,06	0,18	100,38	4,70	81	19
542/352	100632	9,0—9,5	Песок среднезернистый	0,20	53,25	0,50	16,27	27,58	0,59	0,87	0,07	0,24	сл.	0,20	0,73	100,50	4,59	62	38
542/624	104294	5,5—6,0	Супесь	0,86	51,82	0,48	12,64	33,23	0,51	0,62	сл.	0,12	сл.	0,18	0,13	100,59	4,64	73	22
738/06	93091	9,5—10,0	Песок разнозернистый	0,44	50,32	1,08	7,46	39,15	0,60	0,16	не обн.	0,22	0,03	0,02	0,20	99,64	4,838	86	14
738/042	90777	11,5—12,0	Песок мелкозернистый	0,70	53,02	0,56	16,42	26,76	0,49	0,59	не обн.	0,20	0,08	0,02	1,18	100,02	4,585	60	40
750/56	51274	7,0—7,5	Песок среднезернистый	0,36	52,06	0,68	12,41	32,90	0,71	0,66	0,07	0,20	сл.	0,20	0,39	100,64	4,69	73	27
750/44	51224	5,5—6,0	Песок крупнозернистый	0,30	52,42	0,56	11,87	33,76	0,65	0,30	0,07	0,27	сл.	0,16	0,31	100,67	4,62	74	26
738/862	01246	6,0—6,5	Песок разнозернистый	0,28	51,53	0,70	9,27	36,63	0,90	0,10	не обн.	0,29	0,08	0,02	0,75	100,55	4,841	80	20
650а/1198	65075	9,0—9,5	„	0,26	51,00	0,42	8,71	37,64	1,09	1,02	не обн.	0,28	сл.	0,02	не обн.	100,44	4,69	85	15
542/224	104106	17,0—17,5	Песок среднезернистый	0,32	53,84	0,64	15,45	27,87	0,68	0,55	0,07	0,26	сл.	0,20	0,54	100,42	4,61	63	37

Таблица 6

Химический состав ильменита и измененных его разновидностей из континентальных дочетвертичных отложений преимущественно верхнеюрского—нижнемелового возраста в междуречье Ирша—Тростяница

№ линий и скважин	№ проб	Глубина от — до *м*	Название породы	Компоненты, %														Процентное содержание TiO_2, FeO, MnO, MgO, V_2O_5 и Cr_2O_3 в ильмените	Процентное содержание рутила, гематита и лейкоксена в ильмените
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	V_2O_5	Cr_2O_3	H_2O гигроскопическая	П.п.п.	Сумма	Удельный вес		
686/652	74690	9,0— 9,5	Песок разнозернистый	0,50	55,13	0,54	13,10	28,73	0,57	0,62	0,07	0,25	0,04	0,20	0,77	100,52	4,52	64	36
686/652	74704	16,0—16,5	Песок крупнозернистый	0,42	53,54	1,16	11,64	30,53	0,45	0,32	не обн.	0,22	0,06	0,06	1,20	99,60	4,616	68	32
686/652	74718	23,0—23,5	»	0,30	52,82	0,48	12,41	32,18	0,48	0,76	0,07	0,26	сл.	0,18	0,61	100,55	4,58	72	28
686/556	71450	13,5—14,0	Вторичный каолин	0,56	52,88	0,54	10,90	34,05	0,54	0,44	сл.	0,24	»	0,20	0,31	100,66	4,68	74	26
686/556	71454	15,5—16,0	»	0,44	51,33	1,16	9,40	35,56	0,56	0,07	не обн.	0,20	0,08	0,04	0,63	99,47	4,536	78	22
686/556	71458	17,5—18,0	»	0,44	51,70	0,50	10,54	35,06	0,65	0,80	0,07	0,24	сл.	0,04	0,52	100,56	4,65	78	22
650а/350	69349	11,5—12,0	Песок разнозернистый	0,22	60,12	0,76	24,19	9,77	0,45	0,61	не обн.	0,36	0,05	0,20	3,49	100,22	4,28	24	76
650а/350	69366	20,0—21,0	Песок крупнозернистый	0,34	62,69	0,50	28,71	3,92	0,75	0,36	»	0,32	0,06	0,20	2,56	100,41	4,25	12	88
610/436	75055	27,0—27,5	Вторичный каолин	0,20	63,43	0,62	24,0	7,04	0,48	0,54	»	0,37	0,02	0,08	3,50	100,28	4,14	18	82
610/180	72541	23,0—23,5	Глина	0,26	57,81	0,56	18,78	18,68	0,70	0,72	»	0,31	0,04	0,10	2,44	100,40	4,37	43	57
610/180	72517	11,0—11,5	Вторичный каолин	0,20	54,69	0,52	14,58	27,58	0,75	0,64	»	0,30	0,03	0,04	1,07	100,40	4,51	62	38

Таблица 7

Химический состав ильменита из верхней части коры выветривания кристаллических пород в междуречье Ирша—Тростяница

№ линий и скважин	№ проб	Глубина от — до *м*	Название породы	Компоненты, %													Процентное содержание TiO_2, FeO, MgO, V_2O_5 и Cr_2O_3 в ильмените	Процентное содержание рутила, гематита и лейкоксена в ильмените
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	V_2O_5	Cr_2O_3	H_2O гигроскопическая	П.п.п.	Сумма	Удельный вес		
750/44	51232	9,5—10,0	Разрушенный лабрадорит	0,26	50,65	0,50	8,24	39,15	0,59	0,80	0,07	0,15	сл.	0,20	0,02	100,63	4,71	87	13
738/042	90780	13,0—13,5	Каолинизированная дресва	1,04	49,52	0,44	6,46	41,66	0,58	0,08	не обн.	0,20	0,05	0,04	0,01	100,08	4,761	91	9
686/652	74720	24,0—24,5	Каолинизированная дресва	0,46	52,14	1,16	11,61	31,96	0,46	0,32	»	0,26	0,10	0,04	1,02	99,53	4,775	71	29
686,236	71287	12,0—12,5	Дресва	0,16	51,19	0,66	10,07	36,21	0,70	0,61	»	0,28	0,02	0,06	0,12	100,08	4,68	81	19
650а/718	39228	9,5—10,0	Дресва	0,36	50,32	1,44	7,46	39,15	0,71	0,18	»	0,17	0,05	0,02	0,04	99,90	4,839	86	14
650а/182	69002	15—15,25	Дресва	0,32	50,78	0,58	10,74	36,06	0,63	0,88	»	0,30	0,03	0,04	0,06	100,42	4,72	81	19
610/436	75056	27,5—28,0	Каолинизированная дресва	0,50	54,50	0,28	15,82	26,44	0,54	0,54	»	0,30	0,03	0,04	1,24	100,23	4,50	59	41
610/180	72545	25,0—25,5	Дресва	0,34	53,70	0,40	15,00	27,01	0,56	0,92	»	0,32	0,04	0,06	1,34	99,69	4,52	62	38
542/352	100634	10,0—10,5	Каолинизированная дресва	0,94	53,28	0,60	16,08	27,20	0,57	0,60	сл.	0,32	сл.	0,18	0,87	100,64	4,67	61	39

цвет. Из этого можно заключить, что длительный процесс изменения ильменита в лейкоксен является очень сложным.

Начальные стадии преобразования ильменита в лейкоксен без заметного изменения цвета минерала существуют, повидимому, когда содержание TiO_2 в минерале составляет менее 65—67%, так как нашими исследованиями установлено, что лейкоксен красно-бурого цвета при содержании TiO_2 68,68% уже достаточно четко отделяется от ильменита. Особенно сильно изменены ильмениты в вещество лейкоксена по линиям 650а и 610.

Таким образом, древние россыпи ильменита в междуречье Ирша—Тростяница характеризуются очень высоким содержанием TiO_2, что значительно повышает их ценность. В течение длительного времени геологической истории произошло естественным путем обогащение титановой руды.

Из данных химического состава ильменита верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница (табл. 7) видно, что содержание TiO_2 в ильмените колеблется от 49,52 до 54,50%. Преобладает в пробах содержание TiO_2 — 50—52%. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 6,46 до 15,82%. Удельный вес ильменита колеблется от 4,839 до 4,50, а содержание в пробах ильменитового компонента (TiO_2, FeO, MnO, MgO, V_2O_5 и Cr_2O_3) колеблется от 91 до 59% и соответственно содержание лейкоксена, гематита и рутила составляет 9—41%.

Приведенные выше данные химического состава 35 проб ильменита из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница свидетельствуют о значительном изменении его в лейкоксен.

Обращает на себя внимание определенная пространственная как в горизонтальном, так и вертикальном направлении, закономерность изменения химического состава ильменита в разновозрастных осадочных отложениях и коре выветривания кристаллических пород.

Ильменит из осадочных отложений, особенно более древнего возраста, характеризуется более высоким содержанием TiO_2 и увеличением содержания Fe_2O_3 за счет окисла FeO, что указывает о наличии процесса лейкоксенизации.

Наиболее высоким содержанием TiO_2 характеризуется ильменит из дочетвертичных (мезозойских) осадочных отложений, особенно вторичных каолинов, и колеблется до 63,41%. Также значительное содержание TiO_2 до 54,29% наблюдается в ильмените из четвертичных отложений, особенно в местах, где они образовались в основном за счет перемыва и переотложения более древних осадочных пород.

Ильменит из коры выветривания кристаллических пород характеризуется в целом несколько более низким содержанием TiO_2 и только в местах развития сильно каолинизированной дресвы или первичных каолинов содержание TiO_2 повышается до 54,5%.

Содержание FeO и Fe_2O_3 в ильмените исследованного района колеблется в таких пределах:

	FeO, %	Fe_2O_3, %
в четвертичных отложениях	26,73—37,64	7,46—16,42
в дочетвертичных отложениях	3,92—35,56	9,40—28,71
в коре выветривания кристаллических пород .	26,44—41,66	6,46—16,08

Возрастающее содержание Fe_2O_3 в пробах ильменита указывает на степень его изменения. Наиболее высокое содержание Fe_2O_3 наблюдается в пробах ильменита из дочетвертичных осадочных отложений; несколько меньшим, но значительным содержанием Fe_2O_3 характеризуется ильменит из четвертичных отложений; более низкое содержание Fe_2O_3 отмечено в ильмените из коры выветривания кристаллических пород. Со-

держание второстепенных компонентов в ильмените исследованного района колеблется в следующих пределах:

V_2O_5	0,12—0,37%	Al_2O_3	0,20—1,44%
SiO_2	0,16—1,04%	Cr_2O_3	сл. 0,10%

Nb_2O_5 и Ta_2O_5 присутствуют в ильмените в количестве от тысячных до десятых долей процента.

Удельный вес ильменита колеблется от 4,14 до 4,841 и находится в прямой зависимости от содержания в нем TiO_2 или степени его изменения.

Свежий неизмененный ильменит имеет удельный вес значительно выше, чем ильменит, частично измененный в лейкоксен. Такая зависимость объясняется тем, что при изменении ильменита выносится, главным образом, железо и происходит относительное увеличение содержания окиси титана в ильмените, которая имеет меньший удельный вес по сравнению с окисью железа.

Данные минералогического изучения шлихов, а также результаты химических анализов ильменита указывают на имевшие место в районе значительное развитие лейкоксена, и почти полное отсутствие замещения рутилом, гематитом, анатазом и другими минералами.

С целью более полного изучения ильменита в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологических наук АН УССР А. А. Карпенко выполнила [1] и рассчитала дебаеграммы его (табл. 8).

При сопоставлении с дебаеграммами ильменита из рентгенометрических справочников минералов (А. К. Болдырев, В. И. Михеев и др., 1938) видно, что ильменит из россыпей междуречья Ирша—Тростяница в основном соответствует ильмениту справочника.

Почти все линии ильменита, согласно справочникам, также достаточно четко выражены на пяти дебаеграммах проб ильменита междуречья.

Следует отметить, что ряд линий, отмеченных на дебаеграммах исследованного ильменита, отсутствует в ильмените из справочника. При сопоставлении этих линий с таковыми из справочников по ряду минералов видно, что в дебаеграммах исследованного ильменита присутствуют также линии, характерные для гематита, рутила, брукита, гетита и особенно четко выделяются типичные линии для дебаеграмм лейкоксена исследованного района (табл. 8, № порядковый 4, 9, 11, 15 и 17).

Таким образом, рентгенометрическими исследованиями устанавливается полное тождество ильменитов междуречья Ирша—Тростяница с ильменитами, приведенными в справочниках. Исследованные ильмениты являются сложными минеральными образованиями как в первичном, неизмененном состоянии, так и особенно вследствие преобразования их в течение длительного времени в гипергенных условиях под влиянием процессов лейкоксенизации.

Для более полного представления о характере (окатанности, форме, размерах зерен) россыпного ильменита, присутствующего в различных по возрасту и генезису осадочных отложениях и коре выветривания кристаллических пород в исследованном районе, приводятся микрофотографии (рис. 5—14).

Из приведенных микрофотографий ильменита видно существенное отличие формы и размера его зерен в разновозрастных осадочных отложениях и коре выветривания кристаллических пород.

В различных по генезису четвертичных отложениях ильменит отличается по крупности зерен, степени окатанности их, и, как мы видели выше, по химическому составу.

---

[1] Условия съемки: Fe — излучение, $d_{камеры}$ — 57,3 *мм*, $d_{образца}$ — 0,8 *мм*, экспозиция — от 19—21 часа.

Таблица 8

Расшифровка рентгенограмм ильменита

650/182 68999		650/182 69001		650/182 69002		610/436 75046		610/436 75055		По данным рентгенометрического справочника (А. К. Болдырев, В. И. Михеев и др., 1938 г.)	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$
—	—	—	—	оч. сл.	6,56	—	—	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	4,123	оч. сл.	4,072	—	—	—	—	1	4,5
оч. сл.	3,716	сл.	3,72	сл.	3,723	сл.	3,711	—	—	4	3,70
—	—	оч. сл.	3,209	—	—	—	—	оч. сл.	3,23	—	—
оч. сл.	3,010	сл.	3,020	сл.	3,032	сл.	3,027	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	2,798	оч.сл.	2,805	оч. сл.	2,792	—	—	—	—
сн.	2,736	оч. сн.	2,740	оч. сн.	2,741	сн.	2,739	оч. сл.	2,74	10	2,74
ср.	2,530	сн.	2,537	сн.	2,536	ср.	3,536	сл.	2,50	9	2,53
—	—	оч. сл.	2,463	оч. сл.	2,459	—	—	оч. сл.	2,40	3,1	2,23
ср.	2,230	ср.	2,234	ср.	2,233	сл.	2,237	оч. сл.	2,28	—	—
оч. сл.	2,048	сл.	2,057	сл.	2,055	оч. сл.	2,062	ср.	2,18	—	—
сл.	1,894	сл.	1,897	сл.	1,898	сл.	1,898	оч. сл.	1,946	—	—
ср.	1,857	ср.	1,862	сн.	1,862	сн.	1,866	ср.	1,858	6	1,865
оч. сн.	1,721	оч. сн.	1,721	оч. сн.	1,719	сн.	1,723	—	—	8	1,720
—	—	—	—	—	—	сл.	1,697	сн.	1,687	—	—
оч. сл.	1,659	оч. сл.	1,652	сл.	1,656	сл.	1,657	—	—	—	—
сл.	1,629	сл.	1,630	сл.	1,628	—	—	—	—	3	1,63
сл.	1,614	сл.	1,616	—	—	—	—	—	—	—	—
сн.	1,503	сн.	1,502	сн.	1,501	сн.	1,506	—	—	7	1,504
сн.	1,465	сн.	1,464	сн.	1,468	сн.	1,468	—	—	7	1,465
оч. сл.	1,404	—	—	—	—	—	—	оч. сл.	1,440	—	—
оч. сл.	1,370	—	—	—	—	сл.	1,374	оч. сл.	1,362	2	1,375
ср.	1,338	ср.	1,339	ср.	1,338	сн.	1,340	—	—	1	1,347
ср.	1,271	сл.	1,268	—	—	сл.	1,273	—	—	3	1,270
оч. сл.	1,230	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,242
оч. сл.	1,207	оч. сл.	1,207	—	—	сл.	1,209	—	—	2	1,205
ср.	1,184	сл.	1,185	—	—	ср.	1,186	—	—	2	1,185
ср.	1,153	сл.	1,154	—	—	ср.	1,157	—	—	2	1,147
сн.	1,116	сл.	1,118	—	—	ср.	1,118	—	—	2	1,111
сн.	1,073	сл.	1,073	—	—	—	—	—	—	3	1,069
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,050
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,000
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,980

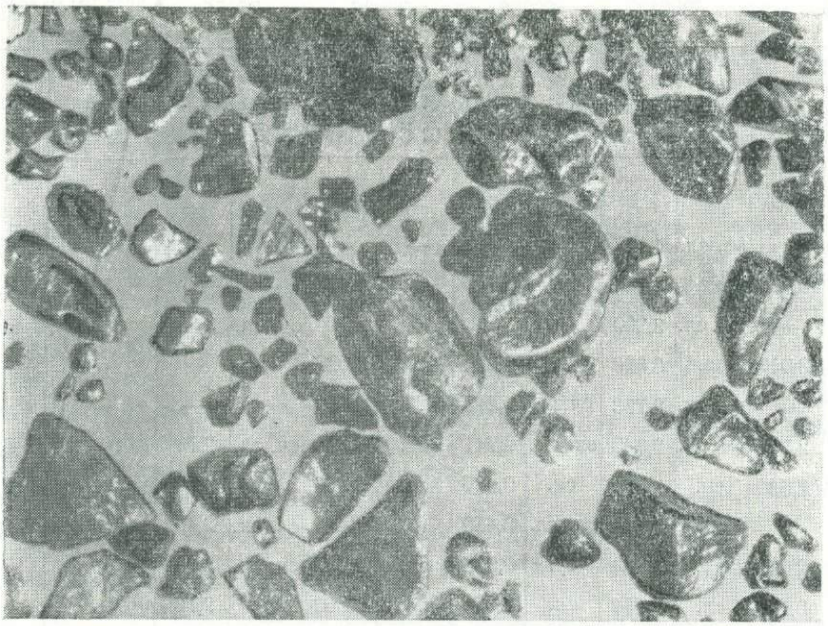


Рис. 5. Ильменит из мелкозернистого песка. Глубина 3,5—4,0 *м*. Современный аллювий (× 20).

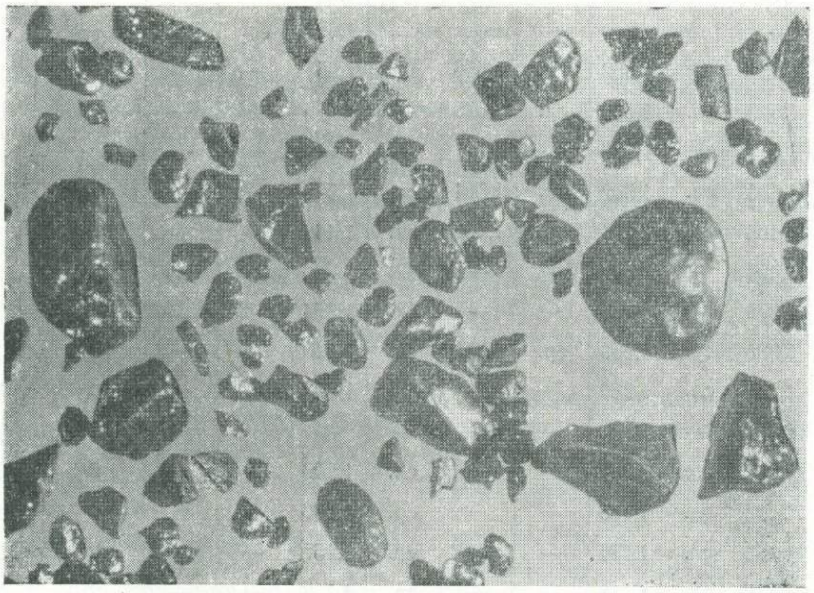


Рис. 6. Ильменит из крупнозернистого песка, глубина 8,5—9,0 *м*. Аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста (Q_{II}^{al}) (× 20).

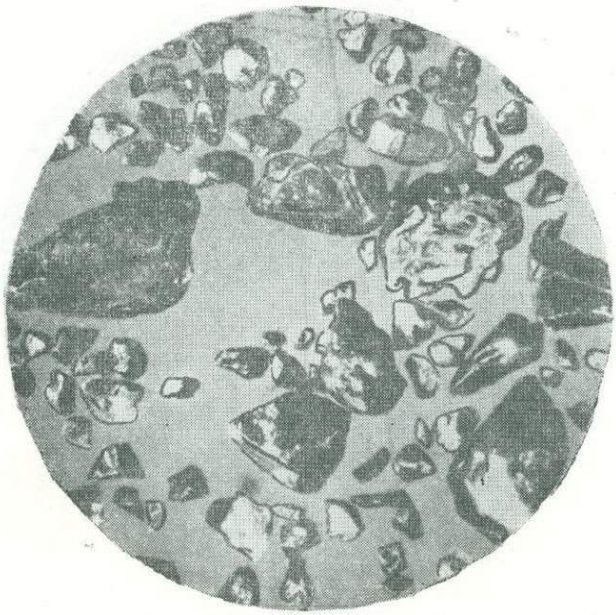


Рис. 7. Ильменит из разнозернистого песка. Древний аллювий (Q_I^{al}) ($\times$ 20).

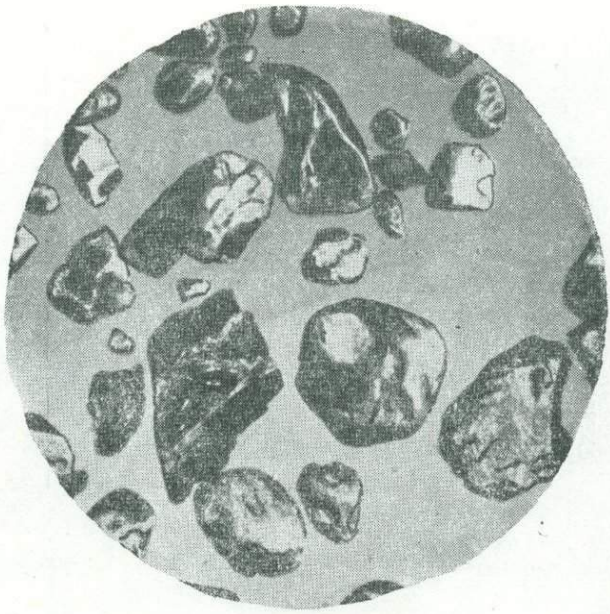


Рис. 8. Ильменит из мелкозернистого песка. Глубина 5,0—5,5 *м*. Надморенные водно-ледниковые отложения (Q_{III}^{fgl}) ($\times$ 20).

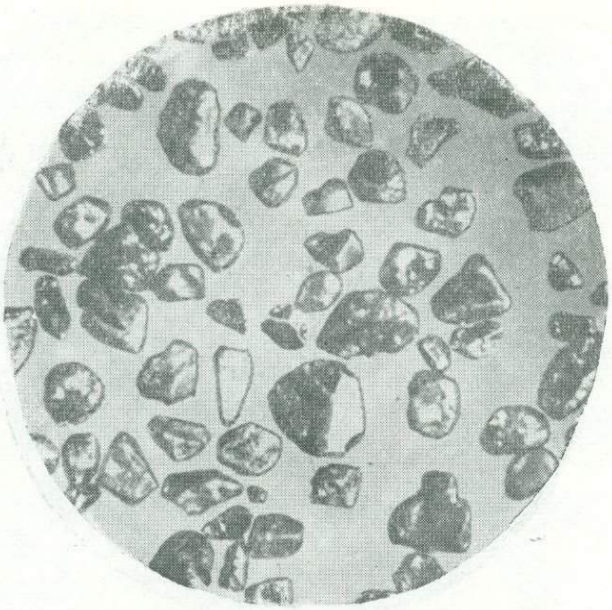


Рис. 9. Ильменит из супеси. Ледниковые отложения (морена Q_{II}^{gl}). Глубина 2,0—2,5 *м* (× 20).

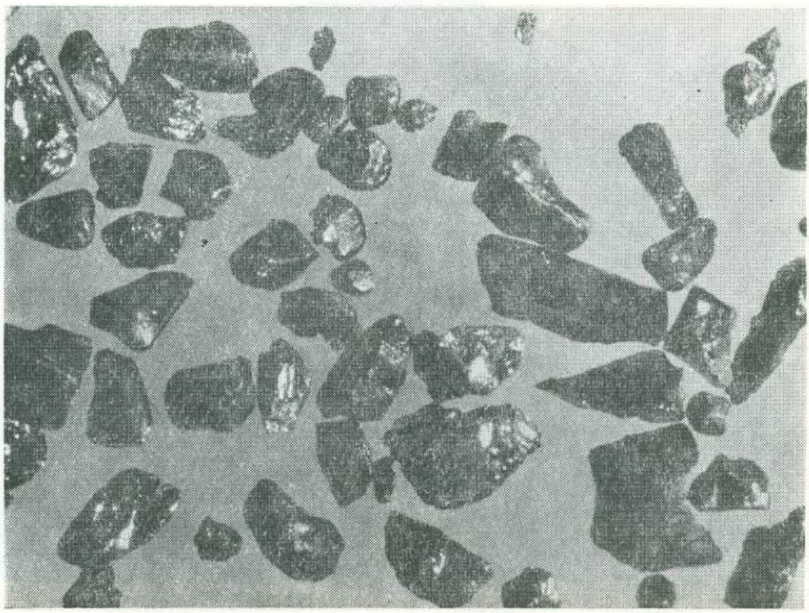


Рис. 10. Ильменит из песка. Подморенные водно-ледниковые отложения $\left(Q_{II}^{fgl}\right)$ Глубина 1,5—2,0 *м* (× 20).

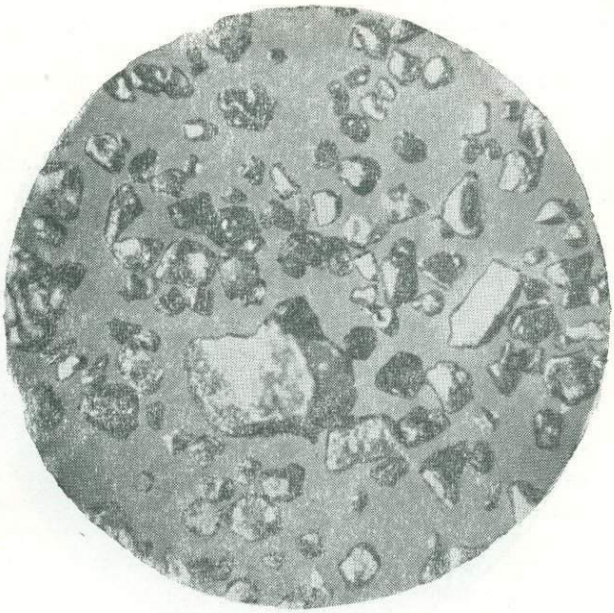


Рис. 11. Ильменит из песка с кремнями (Cr_3). Глубина 19,0—19,5 *м* (× 20).

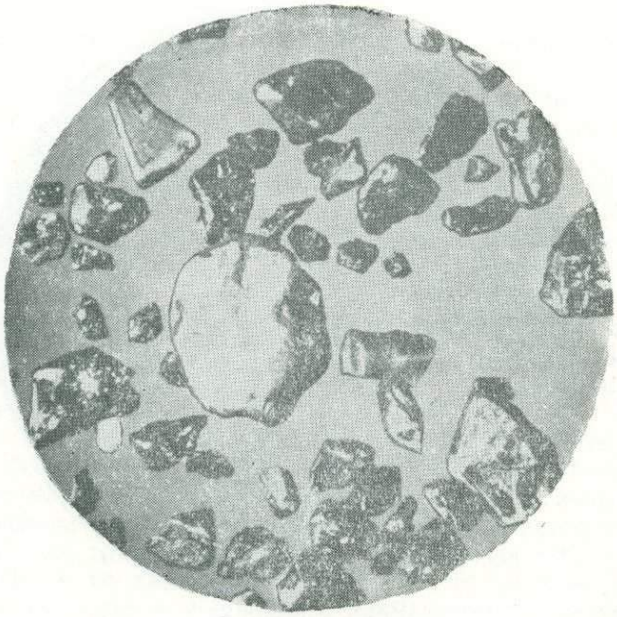


Рис. 12. Ильменит из мелкозернистого песка (J_3—Cr_1). Глубина 11,0—11,5 *м* (× 20).

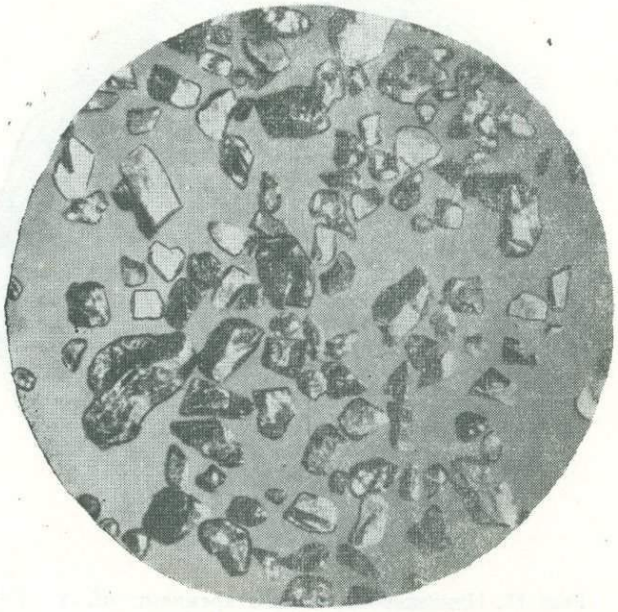


Рис. 13. Ильменит из вторичных каолинов (J_3—Cr_1) (×20).

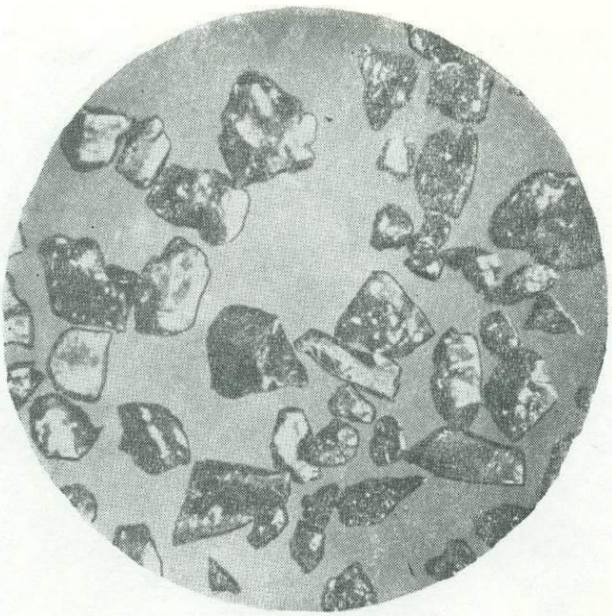


Рис. 14. Ильменит из дресвы основной серии пород коростенского интрузивного комплекса (× 20).

Например, ильменит из ледниковых отложений характеризуется неравномерной, преимущественно слабой степенью окатанности, разнозернистым составом, варьирующим в широких пределах от десятых долей до 3 *мм* и более. В ледниковых отложениях (рис. 9) ильменит характеризуется также неравномерной степенью окатанности, но преобладают зерна окатанные и несколько меньшего размера.

Аллювиальные отложения по характеру окатанности материала, равномернозернистости и размеру зерен несколько отличаются от водноледниковых и ледниковых отложений, но не настолько резко, чтобы это могло служить одним из критериев для их расчленения. В аллювиальных отложениях, особенно в современных и нового отдела, наблюдается более высокая степень окатанности зерен ильменита.

Дочетвертичные континентальные отложения исследованного района верхнеюрского—нижнемелового возраста содержат ильменит преимущественно неокатанный. Хорошо окатанные зерна его встречаются довольно редко. Часто присутствуют остроугольные обломки ильменита, свидетельствующие о сравнительно близкой транспортировке материала. Ильменит здесь неравномернозернистый. Величина зерен варьирует в широких пределах от десятых долей до 3 *мм* и более.

Ильменит верхней части коры выветривания кристаллических пород (рис. 14) по внешним признакам, размеру и окатанности почти не отличается от ильменита из покрывающих ее верхнеюрских — нижнемеловых континентальных отложений.

Титаномагнетит и магнитный ильменит в исследованном районе пользуются большим распространением, но в шлихах они присутствуют, как правило, в небольших количествах, обычно составляя 100—200, реже 500 *г/м*^{3} и более. Только в отдельных шлихах, в зоне контакта основных и кислых пород коростенского интрузивного комплекса (с. Шершни) отмечено М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955) высокое содержание этих минералов, достигающее 8—40 *кг/м*^{3}. Магнитный ильменит и титаномагнетит при сепарации шлиха всегда попадают в магнитную фракцию, в то время как ильменит концентрируется в первой электромагнитной фракции. От магнетита они отличаются слабой полярностью (тогда как магнетит сильно полярен), а также яркой, положительной реакцией на титан.

По данным химических анализов, выполненных в Институте геологических наук АН УССР (аналитики Б. В. Мирская и В. Е. Романишина), магнитный ильменит не отличается существенно по химическому составу от обычного немагнитного ильменита, а титаномагнетит по содержанию TiO_2, Fe_2O_3 и FeO от них отличается довольно резко.

В табл. 9 приводятся данные химических анализов титаномагнетита, а также для сравнения помещены анализы магнитного ильменита, обычного ильменита, магнетита и титаномагнетита из работы М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955).

Из табл. 9 видно, что содержание TiO_2 в титаномагнетите составляет 15,22—19,39%; Fe_2O_3 — 48,67—53,50%; FeO — 38,50—22,13%. В основном титаномагнетит исследованного района аналогичный титаномагнетиту из Кусинского месторождения и резко отличается от магнитного ильменита. Также титаномагнетит из междуречья Ирша—Тростяница сильно отличается по химическому составу от типичного магнетита р. Соб. Титаномагнетит в сравнении с ильменитом концентрирует в себе в два-четыре раза больше V_2O_5 (0,40—0,98%).

Ниже приводится расчет содержания отдельных компонентов в пробах титаномагнетита (табл. 10).

Если предположить, что вся TiO_2 связана с закисным железом, образуя ильменит, а оставшаяся часть закисного железа связана с окисным, образуя магнетит, то оставшееся количество Fe_2O_3 присутствует, повидимому, в форме гематита.

Таблица 9

Химический состав титаномагнетита и магнитного ильменита в бассейне р. Ирша

Название минерала	Место взятия пробы	Компоненты в %														
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	H_2O гигр.	П.п.п.	V_2O_5	Cr_2O_3	Сумма	Удельный вес
Титаномагнетит	650а/242	1,24	19,39	1,36	53,50	22,13	0,28	0,29	не обн.	0,10	0,16	0,47	0,98	0 11	100,01	4,82
»	659а/462	0,80	15,22	1,33	48,67	32,50	0,31	0,28	сл.	0,10	0,11	0,19	0,40	0,10	100,01	4,85
Магнитный ильменит	р. Ирша, с. Шершни	0,42	51,15	—	4,25	41,95	1,42	0,54	нет	—	—	—	—	—	99,73	—
»	р. Очеретянка	0,30	50,36	0,42	5,96	41,94	0,53	0,69	сл.	0,023	0,03	0,23	0,25	0,004	100,74	4,77
»	р. Очеретянка, с. Воров	0,28	51,26	0,20	5,3	42,43	0,38	0,65	сл.	0,044	—	—	0,10	0,002	100,61	4,81
Ильменит	р. Ирша, с. Шершни	0,54	51,59	0,30	9,0	37,77	0,56	0,11	0,14	0,01	—	—	0,43	0,03	100,57	4,57
Магнетит	р. Соб	0,92	0,40	—	71,10	25,0	0,02	0,31	0,23	—	0,02	2,50	—	—	100,50	—
Титаномагнетит	Кусинское месторождение (Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пек А. В., 1934)	0,71	14,87	0,60	49,46	27,88	0,29	3,57	0,31	сл.	0,09	—	0,69	0,53	—	—

Таблица 10

Состав титаномагнетита

Состав	Проба 650а/242			Проба 650а/462		
	Весовые %	Молекулярное количество	Процентное содержание минералов в пробе	Весовые %	Молекулярное количество	Процентное содержание минералов в пробе
Магнетит	—	—	17	—	—	57
FeO	5,5	76	—	19,6	273	—
Fe_2O_3	12,1	76	—	43,6	273	—
Ильменит	—	—	54	—	—	40
TiO_2	19,39	243	—	15,22	190	—
FeO	16,7	232	—	12,9	179	—
MnO	0,28	4	—	0,31	4	—
MgO	0,29	7	—	0,28	7	—
Гематит	—	—	29	—	—	3
Fe_2O_3	41,3	259	—	5,1	32	—

Из табл. 10 видно, что титаномагнетиты междуречья Ирша—Тростяница характеризуются весьма различными соотношениями входящих в их состав отдельных минералов:

магнетита — 17—57%,
ильменита — 54—40%,
гематита — 29—3%.

В то время как магнитный ильменит из с. Воров по р. Очеретянке имеет следующий состав:

ильменита — 91%,
магнетита — 4,3%,
рутила — 4,7%.

В лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологических наук АН УССР А. А. Карпенко выполнила[1] и рассчитала дебаеграммы титаномагнетита из междуречья Ирша—Тростяница (табл. 16).

При сопоставлении расчета дебаеграмм исследованного титаномагнетита с дебаеграммами магнетита, ильменита и гематита видно полное соответствие определенных линий титаномагнетита с этими минералами.

Таким образом, титаномагнетит, как это подтверждается и рентгенометрическими исследованиями, является смесью минералов магнетита, ильменита и гематита, которые присутствуют в нем обычно в переменных количествах.

Шпинель в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуется значительным распространением. Шпинель присутствует в 69—88% изученного числа шлихов из осадочных отложений и в 54% из коры выветривания кристаллических пород. Обычно присутствует в единичных зернах до 2—5% веса II (слабой) электромагнитной фракции. Шпинель встречается в виде округлых и неправильных зерен, реже в формах мелких октаэдрических кристаллов, чаще всего зеленого и темно-зеленого, реже голубовато-зеленого, голубого, синего, лилово-синего, малиново-розового

[1] Условия съемки: Fe излучение, $d_{камеры}$ — 57,3 *мм*, $d_{образца}$ — 0,8 *мм*; экспозиция 5—18 часов.

Расшифровка рентгенограмм титаномагнетита

Титаномагнетит						Магнетит (Болдырев А. К. и другие, 1938 г.)		Ильменит (Болдырев А. К. и другие, 1938 г.)		Гематит (Болдырев А. К. и другие, 1938 г.)	
650а/242 69158		510/648 104353		510/664 100807							
J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$
—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,5	—	—
—	—	—	—	—	—	1	4,21	—	—	—	—
оч. сл.	3,72	—	—	оч. сл.	3,72	—	—	4	3,70	6	3,67
—	—	—	—	—	—	3	3,31	—	—	—	—
сл.	3,02	сл.	3,02	сл.	3,02	—	—	—	—	—	—
сл.	2,96	ср.	2,96	ср.	2,96	6	2,99	—	—	—	—
ср.	2,76	сл.	2,79	сл.	2,79	5	2,807	—	—	—	—
ср.	2,70	ср.	2,74	ср.	2,74	—	—	10	2,74	10	2,68
сн.	2,53	сн.	2,53	оч. сн.	2,53	10	2,54	9	2,53	10	2,50
—	—	—	—	—	—	3	2,428	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	2,31	—	—	3	2,31	—	—	—	—
сл.	2,22	сл.	2,23	сл.	2,23	—	—	3,1	2,23	—	—
—	—	ср.	2,10	ср.	2,10	7	2,098	—	—	4	2,196
оч. сл.	1,903	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ср.	1,869	сл.	1,867	сл.	1,859	2	1,884	1,865	—	6	1,834
сл.	1,839	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	1,780	оч. сл.	1,778	4	1,785	—	—	—	—
сн.	1,723	сн.	1,721	сн.	1,717	5	1,710	8	1,720	—	—
сн.	1,693	—	—	—	—	—	—	—	—	2?	1,690
—	—	сл.	1,632	сл.	1,633	2	1,632	3	1,630	—	—
—	—	сн.	1,612	сн.	1,611	9	1,612	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,595
ср.	1,504	сл.	1,504	сл.	1,502	—	—	7	1,504	—	—
ср.	1,485	сн.	1,483	сн.	1,480	9	1,479	—	—	5	1,481
ср.	1,468	сл.	1,469	сл.	1,466	—	—	7	1,465	5	1,451
ср.	1,450	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,411	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,375	—	—
сл.	1,338	сл.	1,338	—	—	3	1,325	1	3,347	—	—
ср.	1,309	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,308
—	—	оч. сл.	1,280	—	—	5	1,277	3	1,270	—	—
—	—	сл.	1,209	—	—	—	—	—	—	—	—

и серого цвета. Прозрачна до полупросвечивающей, со стеклянным блеском.

Под микроскопом изотропна, прозрачна, бесцветна или слабо окрашена. Показатели преломления обычно варьируют в пределах от $N>1{,}710$ до $<1{,}767$, более высокие показатели преломления встречаются редко. Для шпинели малиново-розового цвета $N<1{,}730$, для розового $N>1{,}738$, но $<1{,}758$; для серого цвета $N>1{,}710$, но $<1{,}716$.

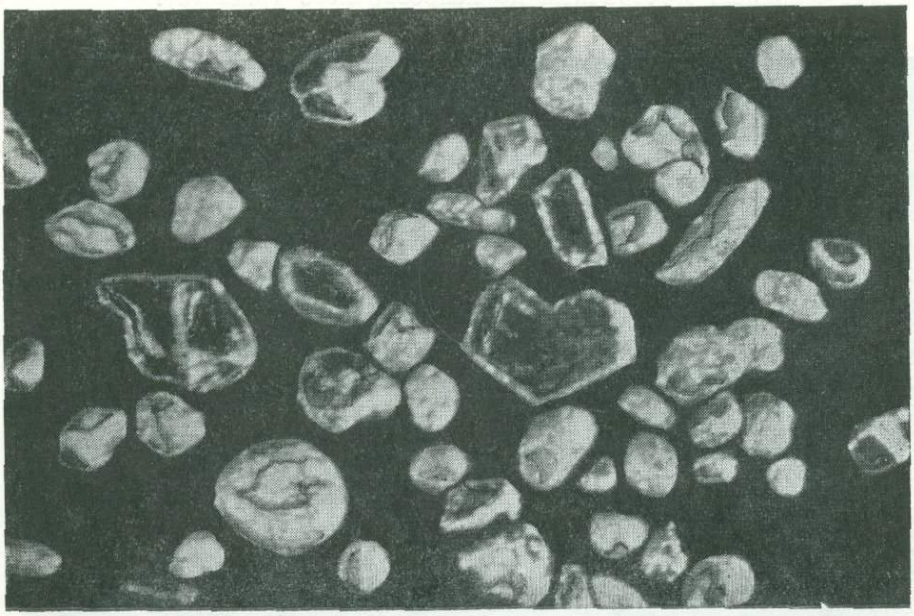


Рис. 15. Рутил (×20).

Магнетит в незначительных количествах присутствует почти во всех шлихах, обычно составляя единичные зерна до 100—200 *г/м*³. Встречается в виде неправильных угловатых и окатанных зерен, реже в форме октаэдрических кристаллов и их обломков. Повидимому, здесь отсутствуют магнетиты, практически лишенные титана — этого типоморфного элемента в исследованном районе.

Рутил в шлихах из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород является очень распространенным минералом, но присутствует обычно в единичных зернах до 30—40% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. В пласте россыпи ильменита в этом районе рутил присутствует в количестве 5—100—200 *г/м*³ и более, в виде мелких призматических кристаллов и окатанных удлиненных зерен; нередко образует характерные коленчатые двойники (рис. 15).

Рутил черного, темно-красного и оранжевого цвета, с металловидным до алмазного блеском. Прозрачный до непрозрачного.

Под микроскопом прозрачный, в тонких осколках окрашен в желтовато-бурый и коричневый цвет.

Брукит в шлихах встречается очень редко и исключительно в единичных зернах, в виде мелких обломков пластинчатых кристаллов, нередко с характерной штриховкой на гранях. Цвет его желто-бурый, коричнево-бурый и соломенно-желтый, с металлическим до полуметаллического блеском.

Анатаз в шлихах исследованного района пользуется значительным распространением, но встречается исключительно в единичных зернах. Процент встречаемости его в шлихах из осадочных отложений 73—

78%, а в коре выветривания кристаллических пород 54%. Анатаз встречается в виде очень мелких таблитчатых и бипирамидальных кристаллов, иногда с характерной штриховкой на гранях, также в виде сростков кристаллов и окатанных зерен. Блеск алмазный до металлического. Цвет его темно-синий, синий до серовато-голубоватого, черный до темно-бурого, светло-бурый, светло-желто-бурый, светло-коричнево-бурый, желтовато-голубовато-серый и светло-желтый до бесцветного. Нередко неравномерно окрашен. Прозрачный до непрозрачного (рис. 16).

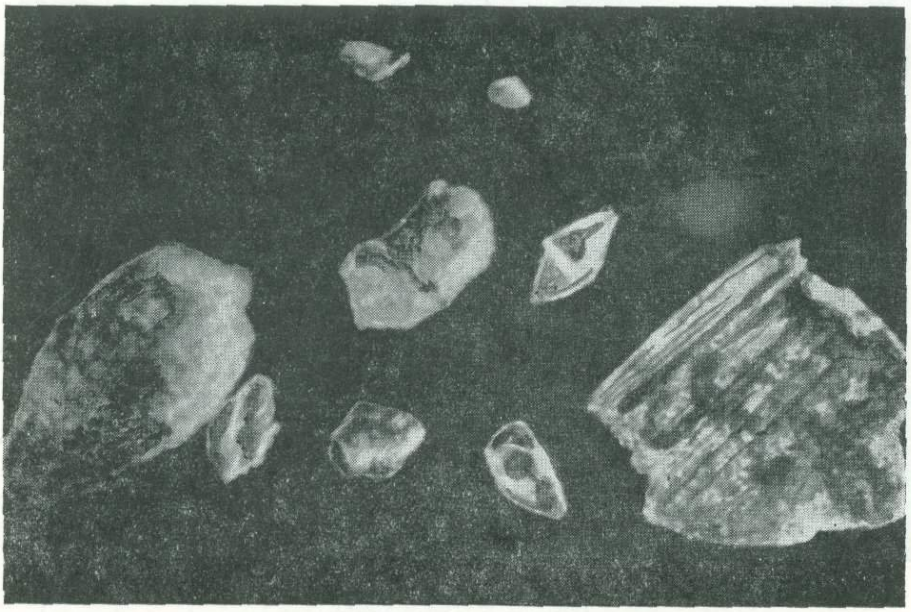


Рис. 16. Анатаз (×20).

Под микроскопом прозрачный до полупросвечивающего, двупреломление и светопреломление очень высокое. Темноокрашенные разности слабоплеохроичны. Одноосный, отрицательный.

Касситерит в шлихах района пользуется значительным распространением, но встречается почти исключительно в единичных зернах. Встречаемость его в шлихах из пласта россыпи ильменита 52%, в четвертичных отложениях, составляющих вскрышу россыпи,—11%, а в верхней части коры выветривания касситерит отмечен в 16% изученного числа шлихов. В западной части междуречья Ирша—Тростяница (буровые линии 750, 738 и 686) отмечено несколько большее количество зерен касситерита, до 7—16 знаков. Касситерит встречается в виде мелких хорошо окатанных, реже слабоокатанных зерен неправильной формы, редко попадаются неокатанные обломки кристаллов призматической формы (рис. 17). Цвет касситерита желто-коричневый, бурый до светло-красно-бурого, красно-бурый, рубиново-красный, красный, оранжево-красный до оранжево-желтого, желто-бурый, светло-бурый до почти бесцветного, темно-коричневый, темно-бурый до черного. Неравномерно окрашен. Поверхность зерен касситерита неровная, изъеденная. Блеск жирный до полуметаллического. Непрозрачный до полупросвечивающего и прозрачного; излом неровный до слабо раковистого, хрупкий, твердость 6—7. При сепарации шлиха в исследованном районе касситерит почти всегда попадает в тяжелую неэлектромагнитную фракцию.

Реакция на олово положительная. Кроме этого, спектральными ана-

лизами подтверждается присутствие олова во многих тяжелых неэлектромагнитных фракциях шлихов.

Относительно хорошая окатанность касситерита в шлихах междуречья Ирша—Тростяница указывает на значительный путь, который пришлось преодолеть касситериту, прежде чем попасть в осадочные отложения района. Он принесен, повидимому, из района широкого распространения кислых пород коростенского интрузивного комплекса, окаймляющих массив основных пород. Зерна касситерита, почти ли-

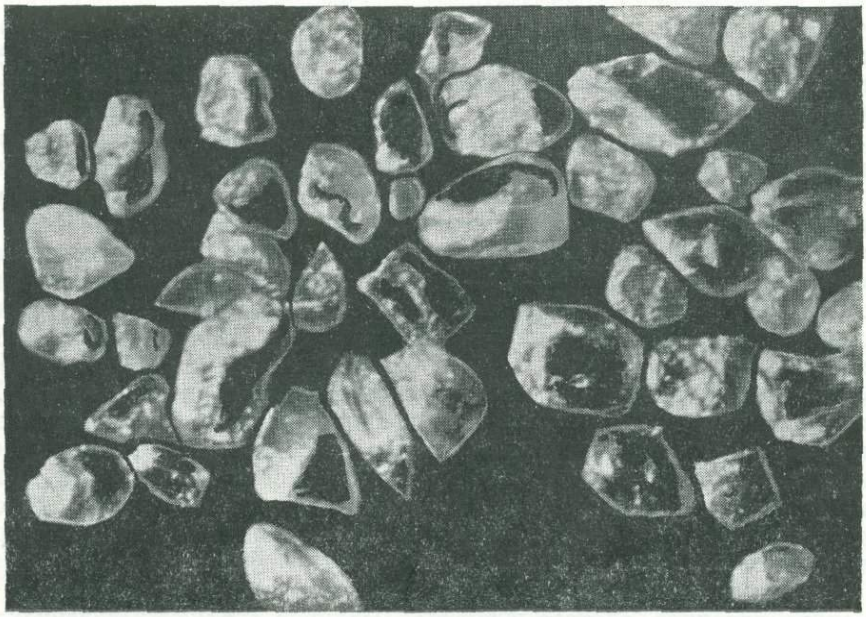


Рис. 17. Касситерит (×20).

шенные окатанности, могли попасть в осадочные отложения из кристаллических пород кислого состава, которые прорывают в ряде мест района основные породы.

Лейкоксен в междуречье Ирша—Тростяница пользуется очень большим распространением; он отмечен во всех шлихах как из осадочных пород, так и из коры выветривания кристаллических пород. Лейкоксен обычно присутствует в шлихах в небольших количествах от 100—300 *г/м*^{3} до 1—3 *кг/м*^{3}. В осадочных отложениях четвертичного и дочетвертичного возраста, составляющих пласт россыпи, лейкоксен присутствует в количестве от единичных зерен до 23 *кг/м*^{3}. Преобладают пробы 1—3 *кг/м*^{3}.

В осадочных отложениях четвертичного возраста лейкоксен присутствует в количестве от единичных знаков до 4 *кг/м*^{3}. Преобладают пробы с содержанием лейкоксена менее 100 *г/м*^{3}.

В коре выветривания кристаллических пород (каолинизированной дресве и первичных каолинах) в этом районе содержание лейкоксена колеблется от единичных зерен до 31 *кг/м*^{3}, но преобладают шлихи с содержанием его не более 30 *г/м*^{3}. Лейкоксен, находящийся в россыпях, следует использовать попутно с ильменитом. Он является вторичным минералом по ильмениту.

Цвет лейкоксена меняется от темно-коричневого до коричнево-бурого, красновато-бурого, сургучно-красного, стально-серого, желтовато-бурого, кофейного, светло-желтовато-белого до почти белого. Непрозрачный, с характерным глянцевидным блеском. Черта темно-бурая до светло-бурой

и почти белой. Твердость 6—4 и ниже. Лейкоксен светло-желто-бурого до белого цвета, покрывающий зерна ильменита в виде корки, имеет меньшую твердость.

Под микроскопом в иммерсионных препаратах обломки зерен лейкоксена имеют неправильную форму без следов спайности; они прозрачны до непрозрачных, анизотропные до аморфных. Даже в прозрачных зернах лейкоксена всегда заметна примесь аморфного землистого вещества. Зерна лейкоксена часто встречаются в виде тонкодисперсного полупрозрачного вещества желтовато-бурого и серовато-бурого цвета. Показатели преломления очень высокие. Двупреломление значительно ниже, чем у рутила, часто аномально пятнистое. Ng—Np обычно не превышает 0,036—0,040. Оптический характер минерала не улавливается. В отраженном свете лейкоксен светло-желтоватый с различными оттенками до почти белого.

Лейкоксен обладает различными по силе электромагнитными свойствами и поэтому при сепарации шлиха попадает почти во все фракции. Основная масса лейкоксена концентрируется во второй (слабо) электромагнитной фракции. В тяжелой неэлектромагнитной фракции обычно присутствует светлоокрашенный лейкоксен. В обширной отечественной литературе, а также в зарубежной о лейкоксене имеются очень скудные и весьма разноречивые сведения. Согласно Ф. Махачка (1953), лейкоксен является продуктом изменения титанистого железняка и не идентичен с титанитом. Автором и А. Я. Хатунцевой (1953, 1954, 1955) было проведено изучение десяти разновидностей лейкоксена. Полученные нами данные исключают предположение о принадлежности лейкоксена к титаниту, как разновидности последнего, так как все анализы отмечают в его составе ничтожное количество CaO и SiO_2. Даже первое приближенное разделение лейкоксена по цвету обнаруживает существенное различие по химическому составу, удельному весу и электромагнитным свойствам.

Лейкоксен отличается по физическим и химическим свойствам от ильменита, титанита, анатаза и рутила. Различно окрашенный лейкоксен характеризуется соответственно различным содержанием основных компонентов TiO_2 и Fe_2O_3. Для лейкоксена является очень характерным непостоянство химического состава. Состав каждой разновидности лейкоксена отображает отдельные этапы в общем ходе непрерывного процесса изменения, начиная от первоначальных стадий изменения ильменита до крайних членов лейкоксена, содержащих до 95% TiO_2.

Таблица 12

Сравнительные данные рутила и лейкоксена

Рутил	Лейкоксена
Форма призматическая, столбчатая до игольчатой, часто коленчатые двойники. Прозрачный, анизотропный	Как вторичный минерал, повторяет форму ильменита, сфена, реже других минералов. Скрытокристаллический до аморфного
Цвет красно-бурый, темно-желтый до черного, очень редко бесцветный	Цвет сургучно-красный, коричнево-бурый, желто-бурый, стально-серый, серый и белый
Блеск алмазный до металловидного	Блеск очень характерный глянцевидный, иногда жирноватый
Твердость 6, удельный вес 4,2—4,3	Твердость 5—6 и ниже, удельный вес 4,16—4,04—3,96 (непрерывный ряд)

Рутил, как известно из справочных данных (Бетехтин А. Г., 1950, 1951), характеризуется определенными физическими, оптическими и химическими свойствами и существенно отличается от вторичных продуктов изменения ильменита в лейкоксен, содержащих более 90% TiO_2. Рутил от лейкоксена отличается прежде всего по цвету, чрезвычайно характерному облику кристаллов, оптическим свойствам, блеску, удельному весу и т. д.

В табл. 12 приведены основные сравнительные данные этих минералов.

С целью более полного изучения автором с А. Я. Хатунцевой были выделены по цвету и электромагнитным свойствам 10 разновидностей лейкоксена:

1) лейкоксен красно-бурого цвета из II электромагнитной фракции,
2) лейкоксен коричнево-бурый из II электромагнитной фракции,
3) лейкоксен темно-коричневый из II электромагнитной фракции,
4) лейкоксен сургучно-красный, бурый из II электромагнитной фракции,
5) лейкоксен серый до темно-серого из II электромагнитной фракции,
6) лейкоксен желто-бурого до желтого цвета из II электромагнитной фракции,
7) лейкоксен желто-бурого цвета из тяжелой неэлектромагнитной фракции,
8) лейкоксен серовато-бурого цвета из тяжелой неэлектромагнитной фракции,
9) лейкоксен светло-желто-бурого цвета из тяжелой неэлектромагнитной фракции,
10) лейкоксен серого цвета из тяжелой неэлектромагнитной фракции.

Для химического анализа каждая из этих разновидностей отбиралась под бинокулярной лупой с целью получения возможно чистого мономинерала.

По данным химических анализов, выполненных в лаборатории Института геологических наук АН УССР аналитиком Б. В. Мирской (табл. 13), видно, что главными составными частями лейкоксена являются TiO_2 и Fe_2O_3. Содержание TiO_2 в лейкоксене колеблется от 68,68% до 94,78%, а содержание Fe_2O_3, соответственно, колеблется от 26,24 до 1,02%. Содержание второстепенных компонентов колеблется:

SiO_2 от 0,50 до 1,70%,	P_2O_5 от 0 до 0,10%,
Al_2O_3 от 0,73 до 1,60%,	Cr_2O_3 от 0,14 до 0,24%,
FeO от 0 до 0,95%,	V_2O_5 от 0,14 до 0,30%,
MnO от следов до 0,45%,	Сумма H_2O + п.п.п. = 0,84 до 3,18%.
MgO от следов до 0,13%,	

Характерно, что содержание TiO_2 в лейкоксенах значительно выше, чем в ильмените, за счет которого они образовались. Весьма показательно также то, что в анализируемых разновидностях лейкоксена почти совершенно отсутствует закисное железо. Следовательно, в случае образования лейкоксена по ильмениту обогащение его титаном происходило за счет окисления FeO в Fe_2O_3 и выноса его из ильменита. Кроме того, в анализах отмечено присутствие гигроскопической воды и большое значение величины потери при прокаливании, характер которой не удалось установить из-за недостаточного количества материала.

При соответствующем пересчете обнаруживается (табл. 14), что молекулярные отношения TiO_2 и H_2O к Fe_2O_3 в разновидностях лейкоксена возрастают в направлении от начального до конечного его члена, а именно: от $5TiO_2 : Fe_2O_3 : 0{,}8H_2O$ до $197{,}3TiO_2 : Fe_2O_3 : 7{,}3H_2O$.

Выделенные 10 разновидностей лейкоксена по цвету и электромагнитным свойствам обнаруживают существенное различие также по химическому составу и удельному весу.

Таблица 13

Химический состав минералов группы лейкоксена из осадочных отложений бассейна р. Ирша

Название минерала и его краткая характеристика	Компоненты в %																	
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O гигроскопическая	Потери при прокаливании	Cr_2O_3	V_2O_5	Удельный вес	Сумма
Лейкоксен красно-бурого цвета, II электромагнитная фракция	0,76	68,68	0,90	26,24	Не обн.	0,45	0,25	0,13	—	—	—	—	0,34	2,40	—	—	4,16	100,15
Лейкоксен коричнево-бурого цвета, II электромагнитная фракция	0,68	75,40	0,90	19,69	Не обн.	0,27	0,18	0,10	—	—	—	—	0.32	2,46	—	—	4,15	100,00
Лейкоксен темно-коричневого цвета, II электромагнитная фракция	1,70	76,99	1,24	15,56	Не обн.	0,21	0,27	Сл.	—	—	0,05	—	0,50	2,68	0,14	0,30	4,08	99,64
Лейкоксен сургучно-красный, бурый, II электромагнитная фракция	1,24	81,29	1,00	11,97	Не обн.	0,14	0,27	0,07	—	—	0,08	—	0,68	2,46	0,17	0,18	4,03	99,55
Лейкоксен серый, темно-серый, II электромагнитная фракция	1,04	83,92	1,60	9,08	0,53	0,10	0,23	Сл.	—	—	0,05	—	0,58	2,33	0,20	—	4,04	99,66
Лейкоксен желтого, желто-бурого цвета, II электромагнитная фракция . . .	1,00	86,37	1,33	7,98	Не обн.	0,13	0,14	Сл.	—	—	0,10	—	0,50	1,82	0,19	0,20	4,05	99,76
Лейкоксен желто-бурого цвета, тяжелая неэлектромагнитная фракция	0,64	91,18	0,75	5,23	Не обн.	0,03	0,21	0,06	—	—	—	—	0,36	1,50	—	—	4,04	99,96
Лейкоксен серовато-бурый, тяжелая неэлектромагнитная фракция	0,50	91,91	1,27	2,55	0,95	сл.	0,27	0,07	—	—	0,05	—	0,36	1,87	0,24	0,16	4,02	100,20
Лейкоксен светло-желто-бурый, неэлектромагнитная фракция	0,68	94,17	1,07	1,81	0,53	0,01	0,19	Сл.	—	—	0,08	—	0,14	1,21	0,15	0,14	4,02	100,18
Лейкоксен серый, неэлектромагнитная фракция . . .	0,66	94,78	0,73	1,02	0,89	0,03	0,25	Сл.	—	—	0,06	—	0,14	0,70	0,16	0,16	3,96	99,58

Таблица 14

Молекулярные отношения основных компонентов в выделенных разновидностях лейкоксена

Название минерала	TiO_2		Fe_2O_3		H_2O		Отношения молекулярных количеств TiO_2 и H_2O к Fe_2O_3
	Весовые количества	Молекулярное количество	Весовые количества	Молекулярное количество	Весовые количества	Молекулярное количество	
Лейкоксен красно-бурый	68,68	859	26,24	164	2,74	152	5 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 0{,}8\ H_2O$
Лейкоксен коричнево-бурый	75,40	943	19,69	123	2,78	154	7,6 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 1{,}1\ H_2O$
Лейкоксен темно-коричневый, II электромагнитная фракция	76,99	962	15,56	98	3,18	177	9,8 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 1{,}8\ H_2O$
Лейкоксен сургучно-красный, бурый, II электромагнитная фракция . .	81,29	1016	11,97	75	3,14	172	13,5 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 2{,}3\ H_2O$
Лейкоксен серый, темно-серый, II электромагнитная фракция . . .	83,92	1049	9,08	57	2,91	161	18,4 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 2{,}8\ H_2O$
Лейкоксен желтого, желто-бурого цвета, II электромагнитная фракция	86,37	1078	7,98	50	2,32	128	21,5 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 2{,}5\ H_2O$
Лейкоксен желто-бурый .	91,18	1141	5,23	33	1,86	103	35 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 2{,}5\ H_2O$
Лейкоксен серовато-бурый, тяжелая фракция	91,91	1148	2,55	16	2,23	122	71,7 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 7{,}6\ H_2O$
Лейкоксен светло-желто-бурый, тяжелая фракция	94,17	1177	1,81	11	1,35	78	107 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 7\ H_2O$
Лейкоксен серый, тяжелая фракция	94,78	1184	1,02	6	0,84	44	197,3 $TiO_2 : Fe_2O_3 : 7{,}3\ H_2O$

На приведенной диаграмме (рис. 18), наглядно характеризующей *изменение химического состава лейкоксена по данным 10 анализов*, видно, что содержание TiO_2 и Fe_2O_3 в минералах лейкоксена находится в закономерной связи.

Удельный вес лейкоксена находится в прямой зависимости от содержания в нем железа и соответственно колеблется в изученных разновидностях от 4,16 до 3,96.

Данные химического состава 10 разновидностей лейкоксена, фиксирующих собой отдельные этапы в общем ходе непрерывного процесса образования минералов лейкоксена, наглядно показывают, что изменение его происходит в направлении окисления и гидратации с выносом катионов трехвалентного железа, т. е. происходят реакции, характерные для зоны гипергенеза. Благоприятное течение реакций с удержанием Fe''' в растворе могло происходить в условиях слабо кислой среды.

С целью более полного изучения лейкоксена в лаборатории Института геологических наук АН УССР А. А. Карпенко выполнила [1] и рас-

[1] Условия съемки: Fe — антикатод, диаметр камеры — 57,3 *мм*, диаметр образца 0.8 *мм*. Экспозиция 30—31 час.

считала дебаеграммы шести выделенных нами разновидностей лейкоксена (табл. 15). При сопоставлении данных рентгенометрических исследований лейкоксена с данными рентгенометрических справочников по ряду минералов (А. К. Болдырев, В. И. Михеев, Т. А. Ковалев и В. Н. Дубинина, 1938 и др.), в том числе и по рутилу, видно, что дебаеграммы лейкоксена содержат линии рутила, брукита, также ильменита, гематита, иногда анатаза и гетита.

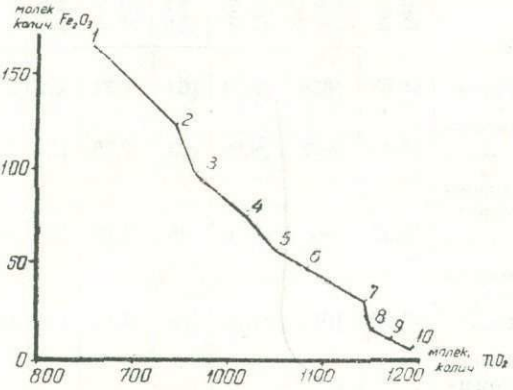


Рис. 18. Диаграмма изменения химического состава лейкоксена.

Из этого следует также, что на основании дебаеграмм лейкоксена исключается отнесение его к рутилу. Однако полученные данные пока недостаточны для расшифровки лейкоксена, строение которого, к тому же, несколько запутывается незначительным присутствием в нем остатков первичных минералов ильменита, рутила и гематита.

Для расшифровки структуры лейкоксена необходимо применение дополнительных исследований, при помощи которых возможно было бы определение в пробе минералов — реликтов (рутила, гематита), присутствующих обычно в ильмените, и минералов вторичных, образовавшихся за счет ильменита.

Из изложенного видно, что имеется еще недостаточно данных для полной расшифровки этого сложного вторичного минерального образования, и правильнее будет сохранить за ним название лейкоксена. Тем более, как установлено исследованиями последних лет, лейкоксен характеризуется определенными, только ему свойственными физическими, оптическими и химическими свойствами.

Ниже на рис. 19 и 20 видна форма зерен лейкоксена.

К в а р ц является главным породообразующим минералом большинства изучаемых типов четвертичных, а также более древних осадочных отложений и присутствует в них преимущественно в виде зерен неправильной формы. Степень окатанности кварцевых зерен различна. Кварц обычно бесцветный, иногда окрашен в светло-серый, дымчато-серый цвет, до черного. Блеск стеклянный.

Очень редко наблюдаются мелкие кристаллики горного хрусталя, обломки кремня, опала и др. Отдельные генетические типы пород четвертичного и дочетвертичного возраста характеризуются различной степенью окатанности, а также разнозернистостью материала, что определяется в свою очередь различными условиями формирования осадочных отложений в исследованном районе.

Г и д р о о к и с л ы ж е л е з а (преимущественно, л и м о н и т) в шлихах из осадочных отложений пользуются сравнительно неболь-

Таблица 15

Расшифровка рентгенограмм разновидностей лейкоксена

Сургучно-красного цвета из II электромагнитной фракции		Коричневого цвета из II электромагнитной фракции		Желто-бурого цвета из II электромагнитной фракции		Серого цвета из неэлектромагнитной фракции		Серого цвета из неэлектромагнитной фракции		Светло-желтого цвета из неэлектромагнитной фракции	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$
—	—	сл.	5,22	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	сл.	4,56	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	сл.	4,06	—	—	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	3,56	сл.	3,52	оч. сл.	3,56	оч. сл.	3,54	сл.	3,53	сл.	3,54
сн.	3,22	оч. сл.	3,26	сн.	3,23	сн.	3,23	сн.	3,22	сн.	2,22
—	—	—	—	—	—	оч. сл.	2,998	—	—	оч. сл.	2,93
оч. сл.	2,72	сл.	2,74	оч. сл.	2,73	оч. сл.	2,74	оч. сл.	2,73	сл.	2,71
ср.	2,47	сн.	2,49	ср.	2,47	ср.	2,47	ср.	2,47	ср.	2,47
—	—	оч. сл.	2,41	—	—	оч. сл.	2,39	оч. сл.	2,40	—	—
—	—	—	—	—	—	оч. сл.	2,28	сл.	2,28	оч. сл.	2,29
ср.	2,18	сн.	2,19	ср.	2,18	ср.	2,18	ср.	2,17	ср.	2,18
—	—	—	—	оч. сл.	2,05	оч. сл.	2,09	сл.	2,05	оч. сл.	2,04
оч. сл.	1,981	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сл.	1,852	сл.	1,852	сл.	1,854	сл.	1,853	ср.	1,852	ср.	1,853
—	—	—	—	—	—	—	—	оч. сл.	1,794	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	оч. сл.	1,730
оч. сн.	1,683	оч. сн.	1,687	оч. сн.	1,684	оч. сн.	1,682	оч. сн.	1,680	оч. сн.	1,678
оч. сл.	1,623	—	—	ср.	1,620	ср.	1,618	ср.	1,620	ср.	1,620
—	—	—	—	—	—	сл.	1,558	—	—	—	—
—	—	—	—	сн.	1,358	сн.	1,352	сн.	1,347	сн.	1,358

шим распространением и встречаются обычно в незначительных количествах. Гидроокислы железа обычно образуют зерна неправильной натечной формы, а также имеют землистый характер. Обычно желто-бу-

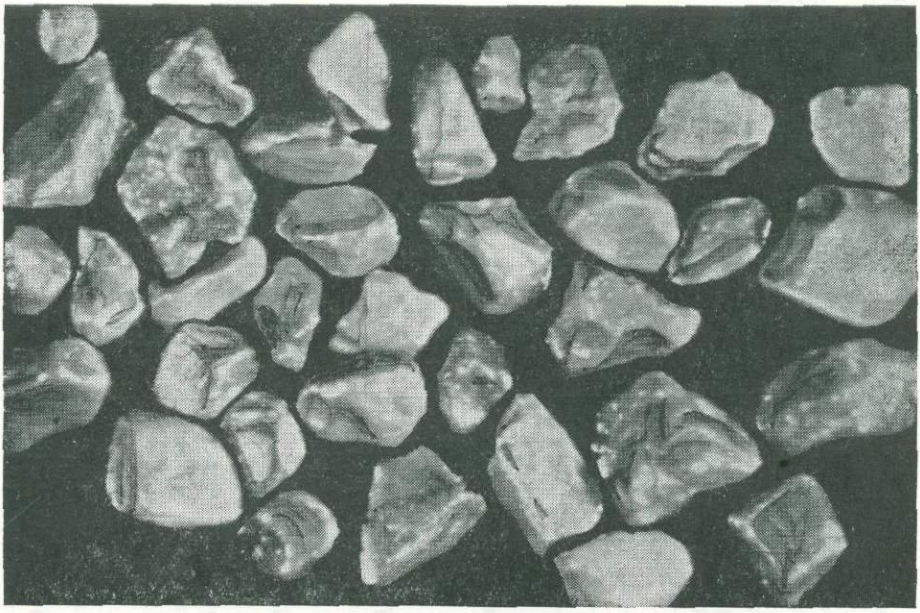


Рис. 19. Лейкоксен (×20) из II электромагнитной фракции.

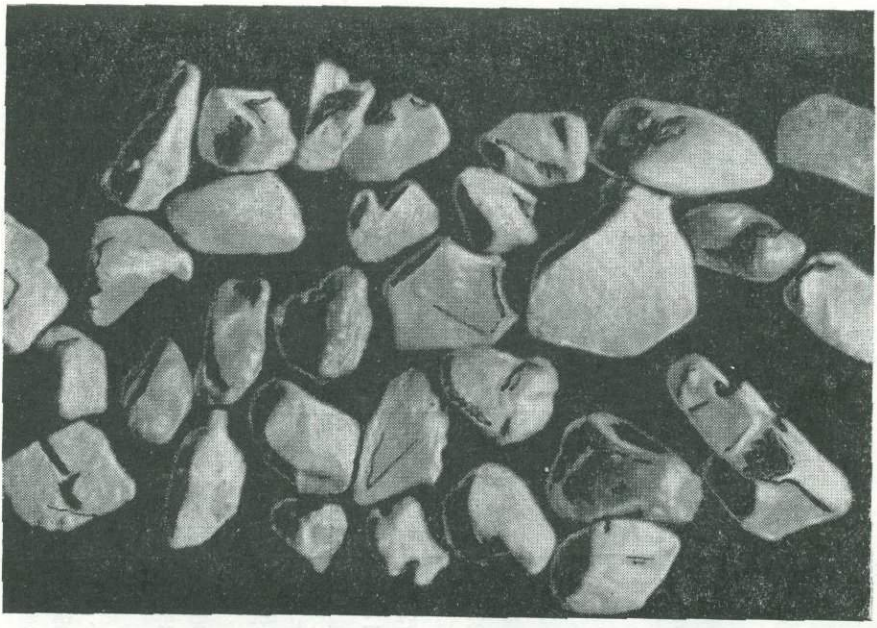


Рис. 20. Лейкоксен (×20) из неэлектромагнитной фракции.

рого, темно-бурого, коричнево-бурого и охристо-желтого цвета. Блеск полуметаллический до матового; непрозрачный, черта охристо-бурая.

Сидерит в шлихах из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород в междуречье Ирша—Тростяница является

мало распространенным и присутствует в них преимущественно в единичных зернах до 10—30% веса первой электромагнитной фракции. Встречаемость его в шлихах из осадочных отложений колеблется от 11 до 16%. В верхней части коры выветривания кристаллических пород сидерит пользуется несколько большим распространением, встречаемость его в них достигает 28%. Сидерит в шлихах встречается в виде конкреций круглой и неправильной формы, реже в виде ромбоэдрических кристаллов и их сростков, а также тонкозернистых агрегатных зерен. Непрозрачный до полупросвечивающего, желто-бурого, светло-желто-бурого и светло-бурого цвета. В холодной соляной кислоте медленно растворяется. Реакция на железо положительная, яркая.

Под микроскопом сидерит прозрачный с очень высоким двупреломлением, дающим явление псевдоабсорбции. Показатель преломления по Np близкий к 1,633; по Nm>1,782. Одноосный, отрицательный.

По линии 686 в скважине 652 в шлихе из каолинизированной дресвы отмечен окисленный сидерит ржаво-бурого цвета. Вторичный минерал, развивающийся (или замещающий), по сидериту магнитный с резко выраженной полярностью, является повидимому магнетитом. Образование сидерита, а позже магнетита происходило в гипергенных условиях.

Кальцит при сепарации шлиха попадает в легкую фракцию, и значительная часть его смывается во время приготовления последнего. Обычно присутствует в виде единичных зерен неправильной формы. Бесцветный, белого и желтовато-белого цвета. Блеск стеклянный до жирного; прозрачный до непрозрачного; в соляной кислоте бурно вскипает.

Под микроскопом кальцит прозрачный, бесцветный, с очень высоким двупреломлением. Показатель преломления по Nm=1,668; по Np≤1,490. Одноосный, отрицательный.

Монацит в шлихах из осадочных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница пользуется небольшим распространением. Из всего числа изученных шлихов присутствие монацита отмечено в 38—43% проб из осадочных отложений и в 28% проб из коры выветривания.

Монацит встречается обычно в единичных зернах, очень редко составляя 10—30% веса второй электромагнитной фракции. В шлихах присутствует в виде очень мелких, хорошо окатанных уплощенных зерен круглой и несколько удлиненной формы, редко в виде хорошо образованных кристаллов. Цвет монацита светло-желто-бурый, светло-медово-желтый, светло-лимонно-желтый до бесцветного, желтый, красновато-бурый и темно-бурый; прозрачный до полупросвечивающего. Темноокрашенные разности непрозрачны; блеск жирный. Реакция на фосфор яркая, положительная.

Под микроскопом монацит прозрачный, бесцветный до слабоокрашенного. Двупреломление высокое, показатель преломления по Np чуть выше 1,782, по Ng значительно выше 1,782. Двуосный, положительный.

Апатит пользуется широким распространением. Он отмечен почти во всех шлихах из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород. В осадочных отложениях апатит обнаружен в 79—90% числа изученных шлихов, а в элювии кристаллических пород в 88%. В ряде шлихов апатит присутствует в количестве до 30—50—85% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. Содержание его обычно не превышает 200—500 *г/м*^{3}, в единичных пробах достигает 1—3 *кг/м*^{3}. Апатит присутствует в виде неправильных зерен, также кристаллов и их обломков призматической формы. Обычно бесцветный, с зеленоватым и голубовато-зеленоватым оттенком, также белого, зеленовато-белого, зеленовато-голубоватого, серовато-белого, белого с розоватым оттенком и светло-зеленого цвета. Апатит нередко содержит большое количество вклю-

чений черного цвета. Прозрачный до непрозрачного; блеск стеклянный до жирного. Излом неровный, хрупкий. Твердость 4—5.

Под микроскопом апатит прозрачный, двупреломление очень низкое, (около 0,005), одноосный, отрицательный. Показатели преломления в большинстве зерен по Nm>1,639, но <1,641, по Np>1,634, но <1,639; также встречается апатит с показателем преломления по Np ⩾1,630, но ⩽ 1,633; и по Nm>1,633, но <1,638.

В табл. 16 приводится химический состав апатита из осадочных отложений бассейна р. Ирша. Анализы выполнены в лаборатории Института геологических наук Б. В. Мирской.

Таблица 16

Состав апатита из осадочных отложений бассейна р. Ирша

Место взятия пробы	Компоненты в %							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	P_2O_5
Междуречье Ирша—Тростяница	0,66	Нет	0,70	0,32	0,06	Сл.	54,24	42,03
с. Старики	1,23	0,11	0,16	0,64	0,016	0,78	52,36	41,75
Окраина с. Рудня Боровая	1,36	0,15	0,59	0,86	0,023	0,72	52,24	41,63
Радич . . .	0,46	Нет	0,49	0,24	—	0,05	54,18	42,79

Продолжение табл. 16

Место взятия пробы	Компоненты в %							
	H_2O гигр.	П.п.п.	F	Tr_2O_3	Cl	V_2O_5	Сумма	Уд. вес
Междуречье Ирша—Тростяница	Нет	0,20	3,00	0,22	0,47	Сл.	100,53	3,153
с. Старики	0,002	0,66	2,37	1,22	—	—	100,35	3,13
Окраина с. Рудня Боровая	0,002	0,26	2,40	0,88	—	—	100,09	3,12
Ручей Радич . . .	0,08	0,52	1,92	0,75	—	—	100,67	—

Из таблицы видно, что апатит бассейна р. Ирша относится к фторапатиту. В апатите междуречья Ирша—Тростяница отмечено наиболее высокое содержание фтора — 3%, а также Cl — 0,47%. Редкие земли в апатите междуречья присутствуют в небольшом количестве, составляя всего 0,22%. Удельный вес апатита здесь несколько выше и составляет 3,153.

Циркон. В шлихах из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница присутствуют такие минералы группы циркона: циркон обыкновенный, циркон метамиктно измененный, малакон, циртолит и торит (?). Среди них только обыкновенный циркон пользуется повсеместным распространением и присутствует во всех шлихах. Значительно реже и в малых количествах встречается метамиктноизмененный циркон. Малакон, циртолит

и торит (?) в шлихах встречаются очень редко и исключительно в единичных зернах.

Циркон обыкновенный присутствует в шлихах района обычно в количествах от нескольких граммов до 200—300, реже от 500 до 1000 *г/м*³. *Преобладают шлихи с содержанием циркона около 100 г/м*³. Циркон обычно встречается в виде мелких кристаллов призматической формы и окатанных зерен. Цвет его бледно-розовый до лилово-розового, реже бледно-малиново-розовато-бурый, зеленовато-бурый, темно-бурый до оранжево-бурого; иногда бесцветен. Блеск алмазный до стеклянного.

Под микроскопом он прозрачный, преимущественно бесцветный, светопреломление и двупреломление высокое. Одноосный, положительный. Метамиктноизмененный циркон по существу не отличается от изученного нами ранее (1955) по бассейну р. Ирша.

Цирголит в шлихах междуречья Ирша—Тростяница встречается очень редко и почти исключительно в единичных зернах. Отмечен в шлихе из континентальных отложений верхнеюрского—нижнемелового возраста. Цвет его коричнево-бурый, в виде тетрагональных кристаллов с многочисленными гранями, вследствие чего форма его почти круглая. Излом слабо раковистый до неровного. Полупросвечивающий до непрозрачного. Блеск стеклянный до жирноватого.

Под микроскопом цирголит прозрачный, светло-коричневато-бурого цвета. Неравномерно окрашен в пределах одного зерна. Обычно без включений. Светопреломление очень высокое, двупреломление местами пониженное, до изотропного. Одноосный, положительный.

Малакон в шлихах междуречья Ирша—Тростяница встречается очень редко и обычно в единичных зернах. Кристаллы его призматической формы. Цвет светло-бурый, светло-серый, темно-коричнево-бурый, серовато-бурый и желтовато-бурый. Непрозрачный до полупросвечивающего. Блеск смолистый до жирного, иногда матовый. Излом раковистый, в свежем изломе стекловидный.

Под микроскопом малакон прозрачный, изотропный, показатель преломления очень высокий (как у циркона), резко выше 1,782, с характерной ячеисто-скорлуповатой структурой, излом мягко раковистый.

Торит (?) минерал очень редкий. Отмечен всего в трех шлихах, в единичных зернах. Оранжево-бурого до светло-коричнево-бурого и оранжево-бурого цвета. Встречается в виде обломков призматических кристаллов. Непрозрачный. Блеск жирный до смолистого. Твердость 4—5. Частично растворяется в концентрированной HCl. Малое количество материала не позволило определить его более точно.

Под микроскопом торит прозрачный до полупросвечивающего, метамиктноизмененный; показатель преломления значительно ниже, чем у циркона, но выше 1,782. Двупреломление умеренное до низкого, иногда изотропный. Одноосный, положительный.

По данным спектральных анализов тяжелых неэлектромагнитных фракций шлихов из осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница, выполненных Е. С. Назаревич в спектральной лаборатории Института геологических наук, главной составной частью которых являются минералы группы циркона — гафний и иттрий, присутствуют в количествах от сотых до десятых долей процента. Скандий содержится во фракциях обычно в тысячных долях процента.

Топаз в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуется большим распространением. Он был отмечен в 89—97% изученных шлихов из осадочных отложений и в 80% шлихов из верхней части коры выветривания кристаллических пород. Топаз присутствует обычно в единичных зернах, реже в количестве 3—5—12% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции.

Топаз встречается в виде неправильных и округлых зерен, реже обломков призматических кристаллов, которые значительно крупнее большинства минералов, присутствующих во фракции. Степень окатанности его различная—от совершенно неокатанных до слабо и хорошо окатанных зерен. В дочетвертичных осадочных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород преобладают слабоокатанные и неокатанные зерна топаза. Несколько более высокая степень окатанности его наблюдается в четвертичных, особенно аллювиальных отложениях. Топаз обычно бесцветный, иногда светло-желтоватый до бледно-розового. Блеск стеклянный до алмазного. Твердость 8; не растворяется в кислотах.

Под микроскопом топаз бесцветный с невысоким двупреломлением. Угасание прямое. Двуосный, положительный. Показатели преломления топаза меняются в зависимости от окраски его. Бесцветные топазы имеют более низкие показатели преломления, чем окрашенные топазы в розовый или желтовато-розовый цвет (Дядченко М. Г. и Хатунцева А. Я., 1955).

Дистен присутствует почти во всех шлихах, обычно в единичных зернах, реже до 5—15% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. В виде таблитчатых и удлиненно-ланцетовидных кристаллов, всегда более или менее хорошо окатанных, реже зерна дистена имеют округлую форму. Спайность совершенная в двух направлениях. Прозрачный до полупросвечивающего. Бесцветный, нередко серый от включений, реже голубой до синего, блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

Под микроскопом дистен прозрачный, с невысоким двупреломлением. Двуосный, отрицательный. Показатель преломления по Ng=1,729; по Np=1,717.

Андалузит пользуется значительным распространением, но в шлихах встречается преимущественно в единичных зернах, иногда до 5—15% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. Зерна неправильной и призматической формы, обычно слабо окатанные. Бесцветный, бледно-розового, розовато-белого и буровато-серого цвета, иногда с включениями черного вещества. Прозрачный до полупросвечивающего со стеклянным блеском. Твердость 7, хрупкий.

Под микроскопом андалузит прозрачный, бесцветный или слабо окрашенный, с резко выраженным плеохроизмом от ярко-розового цвета по Np до почти бесцветного по Ng. Двупреломление среднее, показатели преломления по Np=1,648, по Ng=1,634. Двуосный, отрицательный.

Виридин (марганцевый андалузит) в шлихах междуречья Ирша—Тростяница является мало распространенным. По физическим и оптическим свойствам виридин резко отличается от обыкновенного андалузита. Виридин встречается в единичных зернах в виде толстотаблитчатых зерен со сглаженными углами. Цвет его ярко-зеленый до изумрудно-зеленого с резким плеохроизмом, обнаруживаемым даже под бинокуляром. Прозрачный до полупросвечивающего со стеклянным блеском. Твердость около 6.

Под микроскопом виридин прозрачный, иногда с черными непрозрачными включениями. Плеохроизм по Ng — ярко-желтый, золотисто-желтый, по Nm — зеленый, ярко-зеленый; по Np — светло-желтый до почти бесцветного.

Двуосный, положительный, иногда попадаются зерна с отрицательным знаком минерала. Дисперсия сильно выраженная $\rho < V$. Показатели преломления изменчивы, повидимому, в зависимости от количественного содержания в минерале марганца, по Ng в пределах от $\geqslant$1,702 до $\geqslant$1,649, но ниже 1,654, по Np от $\leqslant$1,673 до $\geqslant$ 1,639. Двупреломление умеренное, Ng—Np=от 0,010—0,014 до 0,029.

Силлиманит пользуется большим распространением в шлихах

междуречья Ирша—Тростяница, наличие его отмечено в 94—76% изученных шлихов из осадочных отложений; в верхней части коры выветривания кристаллических пород силлиманит пользуется несколько меньшим распространеним и отмечен всего в 56% изученных шлихов. Встречается обычно в единичных зернах до 5, реже до 15% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции в виде зерен неправильной округлой и призматической формы. Бесцветный, реже белого, светло-желтоватого, светло-желтовато-бурого, желто-бурого и охристо-бурого цвета. Блеск стеклянный до шелковистого. Нередко с совершенной спайностью по (010). В шлихах часто встречается волокнистая разность силлиманита — фибролит.

Под микроскопом силлиманит прозрачный до полупросвечивающего (волокнистая разность, с характерным лучисто-перистым угасанием). Двуосный, положительный. Показатель преломления по Ng=1,680, по Nm=1,660 и по Np=1,659.

Дюмортьерит встречается редко и исключительно в единичных зернах. Отмечен в 5—7% изученных шлихов. Обычно в виде обломков призматических кристаллов и более неправильных зерен, синего, светло-сиренево-синего и серовато-лилового цвета. Прозрачный до полупросвечивающего. Блеск стеклянный. Твердость высокая.

Под микроскопом прозрачный с очень резким плеохроизмом от ярко-фиолетово-синего по Np до почти бесцветного по Ng. Двупреломление невысокое. Показатели преломления по Ng=1,689, по Nm=1,686, по Np=1,678. Двуосный, отрицательный.

Ставролит пользуется большим распространением, но в шлихах встречается в небольших количествах от знаков до 30—35% веса второй электромагнитной фракции. В виде зерен неправильной формы, реже обломков призматических кристаллов, желтого, темножелтого до темно-бурого цвета; часто содержит большое количество черных непрозрачных включений, а также пузырьков газа и жидкости. Прозрачный до непрозрачного, со стеклянным блеском. Хрупкий.

Под микроскопом ставролит прозрачный с явно выраженным плеохроизмом от ярко-желтого и светло-желтого по Ng до бесцветного по Np. Двуосный, положительный. Показатели преломления по Ng=1,746, по Np=1,736.

Гранат в шлихах пользуется широким распространением, но встречается в незначительных количествах от единичных знаков до 5—20, реже 30—60% веса I электромагнитной фракции. Присутствует в виде обломков неправильной формы, очень редко попадаются хорошо ограненные кристаллы. Представлен обычно альмандином малиново-розового цвета, реже окрашен в малиново-лиловый, желтовато-розовый и розовато-красный цвет.

Под микроскопом гранат прозрачный, изотропный. Показатель преломления значительно выше 1,782. На правом берегу р. Ирша по буровым линиям 750, 650а и 542 в трех шлихах из ледниковых и флювиогляциальных отложений обнаружены единичные зерна редкой разновидности граната — уваровита ярко-зеленого, изумрудно-зеленого и ярко-травянисто-зеленого цвета. Зерна его хорошо окатанные, округлой формы, прозрачны до полупросвечивающих. Блеск стеклянный.

Под микроскопом уваровит прозрачный, ярко-зеленого цвета. Изотропный. Показатель преломления значительно выше 1,782.

Сфен — мало распространенный минерал в шлихах исследованного района. Встречается обычно в единичных зернах, изредка достигая 5—15% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. В виде неправильных обломков и характерных конвертообразных кристаллов коричнево-бурого, светло-желто-бурого, розовато-бурого до почти белого, серовато-бурого и светло-желтого цвета до почти бесцветного.

Изредка наблюдаются обломки крупных кристаллов сфена в срастании с ильменитом, причем сфен как будто бы нарастает на зернах

ильменита, обволакивая его в виде каемки крупнозернистого строения светло-желто-бурого цвета с розоватым оттенком. По данным спектрального анализа, выполненного в лаборатории Института геологических наук АН УССР (Е. С. Назаревич) в состав сфена, развивающегося по ильмениту, входят следующие элементы: Si, Ti — очень много, Al, Ca — много, Mg, Fe, Zr, Pb — есть, Mn, Y, Sn, — мало или очень мало.

Под бинокуляром сфен обычно непрозрачный до полупросвечивающего. Блеск алмазный до смолистого. Реакция на титан положительная.

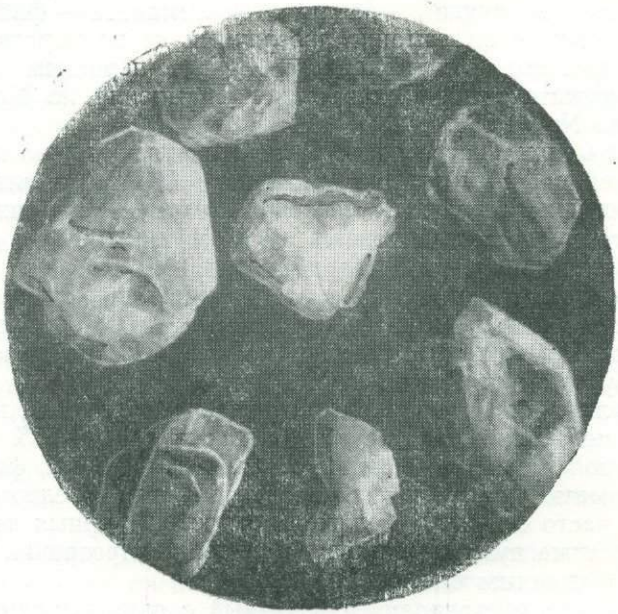


Рис. 21. Сфен (×20).

Под микроскопом — прозрачный с очень высоким светопреломлением и двупреломлением. Дисперсия оптических осей очень сильная $\rho > v$. Двуосный, положительный (рис. 21).

Турмалин в шлихах междуречья распространен повсеместно, но в незначительных количествах, обычно от единичных зерен до 10—15, реже до 30% веса II электромагнитной фракции шлиха. В виде неправильных зерен и призматических кристаллов, обычно, хорошо окатанных. Цвет его темно- и светло-бурый с зеленоватым или синеватым оттенком, буровато-зеленый до черного, реже синий и почти бесцветный. Прозрачный до непрозрачного, со стеклянным до смолистого блеском.

Пироксены в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуются широким распространением, но присутствуют обычно в незначительных количествах. Из моноклинных пироксенов встречаются диаллаг, диопсид, из ромбических обычно присутствует гиперстен. Пироксены, как и другие породообразующие минералы кристаллических пород этого района, нами не изучались.

Амфиболы пользуются значительным распространением. Отмечены примерно в 31—58% изученного числа шлихов. В шлихах обычно присутствуют в единичных зернах реже до 10% веса электромагнитной фракции. Среди амфиболов большим распространением пользуется роговая обманка, реже актинолит, тремолит и другие. Обычно присутствуют в виде обломков призматических кристаллов черного до зеленовато-бурого, реже зеленого и светло-зеленого цвета до почти бесцветного. Блеск стеклянный до шелковистого.

Эпидот в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуется большим распространением. Присутствует почти во всех шлихах, но обычно в незначительном количестве, от единичных знаков до 5, реже до 70% веса электромагнитной фракции. В виде зерен неправильной, иногда округлой формы, а также обломков призматических кристаллов без следов окатанности. Зеленый с желтоватым оттенком различной интенсивности, светло-желтовато-бурый до белого и бесцветного, иногда охристо-бурый, желто-бурый до розовато-красного, светло-желтого с розоватым оттенком и светло-розового цвета. Для осадочных отложений и верхней части коры выветривания этого района характерными являются минералы группы эпидота, окрашенные в бледно-розовый и желтовато-розовый цвет до бесцветного. Почти полное отсутствие окатанности их и свежесть обломков призматических кристаллов указывает на местный коренной источник питания. Прозрачный до непрозрачного. Блеск стеклянный до слабожирноватого. Представлены, главным образом, эпидотом, реже клиноцоизитом и цоизитом. Очень редко встречаются зерна пьемонтита (марганцевого эпидота).

Под микроскопом прозрачен или бледно окрашен. Плеохроизм отсутствует или выражен очень слабо. Двупреломление характерное, высокое у эпидота до низкого у цоизита. Оптический характер отрицательный у эпидота и положительный у клиноцоизита, цоизита и пьемонтита. Показатели преломления варьируют в широких пределах. Для эпидота зеленого цвета с желтоватым оттенком показатель преломления колеблется от $\geqslant$1,734 до $\geqslant$1,782; у эпидота розового цвета по Ng$>$1,715, но $<$1,719. У эпидота желто-бурого цвета показатель преломления по Ng близкий к 1,723; у бесцветного показатель преломления $\leqslant$1,710, но $>$1,706.

Пьемонтит отличается ярко выраженным плеохроизмом от ярко-малиново-розового цвета по Np, до светло-желтого, почти бесцветного по Ng.

Лоренценит (?) в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуется значительным распространением. В 79% изученного числа шлихов он отмечен в пласте россыпи ильменита и в 65% шлихов из коры выветривания кристаллических пород. Лоренценит (?) присутствует в шлихах в единичных зернах, очень редко до 5% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции. Встречается обычно в ассоциации других титановых минералов — ильменита, лейкоксена, рутила, анатаза и сфена. Лоренценит (?) присутствует в тяжелой неэлектромагнитной фракции шлиха в виде хорошо ограненных очень мелких кристалликов (~0,1 *мм*) и их обломков призматической формы. Цвет его темно-коричневый до черного, коричнево-бурый, светло-бурый, серовато-бурый и зеленовато-бурый. Непрозрачный до полупросвечивающего, реже прозрачный. Блеск полуметаллический до алмазного. Твердость около 6.

Под микроскопом лоренценит прозрачный с очень высоким светопреломлением и двупреломлением. Двуосный, отрицательный, с небольшим углом 2V.

По данным спектрального анализа, позаимствованного из работы автора и А. Я. Хатунцевой (1955), главной составной частью лоренценита является Zr, Ti и Si; из второстепенных элементов присутствуют Al, Mg, Fe, Ca, Mn и др. Кроме того, этот минерал содержит незначительные количества редких элементов — Hf, V, Yb, Sc и Nb (?).

Слюды в шлихах присутствуют редко и в незначительных количествах. Среди них наиболее часто встречаются биотит и светлые слюды в виде неправильных листочков и пластинок.

Хлорит в шлихах встречается также редко. Иногда наблюдается развитие хлорита по другим минералам (полевым шпатам, слюдам, амфиболам и др.). Хлорит темно-зеленого, зеленого и светло-зеленого цвета. Блеск жирный до матового. Непрозрачный. Мягкий.

Гидрослюды встречаются в виде чешуйчатых и тонкопластинчатых агрегатов совместно с каолинитом и другими глинистыми минералами. Цвет их светло-зеленовато-желтый, золотисто-бурый и серовато-бурый. Блеск восковидный, жирноватый.

Глауконит в шлихах междуречья Ирша—Тростяница пользуется незначительным распространением; он отмечен всего в 19—36% изученного числа шлихов. Обычно присутствует в единичных зернах и не превышает 10% веса электромагнитной фракции. Встречается в виде зерен округлой, почковидной и более неправильной формы. Цвет его темно-зеленый и зеленый с желтоватым оттенком, желтовато-зеленый и светло-буровато-желтый с зеленоватым оттенком. Непрозрачный, блеск жирный.

Под микроскопом глауконит соответственно окрашен, с характерной мелкоагрегатной поляризацией. Показатель преломления колеблется от $>1{,}618$, но $<1{,}621$, до $>1{,}627$, но $\leqslant 1{,}630$.

Каолинит в исследованном районе пользуется широким распространением (первичные и вторичные каолины), а также в песках, глинах и других породах. Каолинит в шлихах встречается редко, так как смывается во время приготовления последнего.

Полевые шпаты в исследованном районе пользуются широким распространением, в шлихах встречаются почти повсеместно, но преимущественно в незначительных количествах. Среди полевых шпатов большим распространением пользуются лабрадор, андезин, олигоклаз, реже встречаются альбит, калиевые и калиево-натровые полевые шпаты.

Сравнительная характеристика минералогического состава шлихов из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница

В результате проведенных детальных минералогических исследований шлихов из разновозрастных осадочных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород района междуречья Ирша—Тростяница получены данные, указывающие на закономерное распределение минералов тяжелых фракций шлиха в различных типах осадков как по возрасту, так и по их генезису.

Большое разнообразие минералов в осадочных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород в исследованном районе обусловлено сложным составом пород, в основном коростенского интрузивного комплекса, за счет которых они образовались.

Количественное содержание минералов в различных по генезису и возрасту осадочных отложениях зависит в значительной степени от условий образования осадков. Оно является более или менее выдержанным на значительных площадях в междуречье Ирша—Тростяница, потому что осадочные отложения залегают здесь на основной серии пород коростенского интрузивного комплекса, которые являются главным источником питания россыпей.

В табл. 17 приводится сравнительная характеристика минералогического состава шлихов из отложений, составляющих вскрышу и пласт россыпи, а также подстилающей их верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница.

Из табл. 17 видно, что минералогический состав шлихов из отложений, составляющих пласт и вскрышу россыпи, а также из элювия кристаллических пород в качественном отношении примерно аналогичный. Различие наблюдается только по отдельным второстепенным минералам. Например, корунд, шпинель, магнетит, титаномагнетит, виридин, силлиманит, его разновидность фибролит и другие минералы бо́льшим распространением пользуются в отложениях четвертичного возраста, составляющих вскрышу россыпи, и небольшим распространением в элювии кристаллических пород.

Таблица 17

Минералогический состав шлихов из россыпей ильменита в междуречье Ирша — Тростяница

Название минерала	% встречаемости минералов в шлихе			Содержание минерала в отдельных фракциях шлихов в %					
				Вскрыша россыпи		Пласт россыпи		Элювий кристаллических пород	
	Вскрыша россыпи	Пласт россыпи	Элювий кристаллических пород	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
Медь самородная	—	1	—	—	—	ед. з.	ед. з.	—	—
Пирротин	1	—	—	ед. з.	ед. з.	—	—	—	—
Халькопирит	—	1	1	—	—	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Пирит	17	27	26	ед. з.—30	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—30	ед. з.
Марказит	63	67	73	ед. з.—90	ед. з.	ед. з.—90	ед. з.	ед. з.—90	ед. з.
Арсенопирит	—	2	2	—	—	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Флюорит	—	1	—	—	—	ед. з.	ед. з.	—	—
Корунд	67	49	23	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Гематит	4	8	11	ед. з.	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.
Ильменит	100	100	100	30—99	95	20—98	98	30—98	95
Шпинель	88	69	54	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Магнетит	90	85	73	ед. з.—90	10	ед. з.—90	10	ед. з.—90	10
Титаномагнетит	95	96	85	ед. з.—90	80	ед. з.—90	35	ед. з.—90	90
Рутил	100	99	100	ед. з.—30	25	ед. з.—30	20	ед. з.—30	10
Анатаз	73	78	54	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Лейкоксен	100	100	100	ед. з.—70	30	5—80	50	ед. з.—70	30
Брукит	4	1	2	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Касситерит	11	52	16	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Кварц	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Лимонит	58	55	67	ед. з.—30	ед. з.	ед. з.—20	ед. з.	ед. з.—60	ед. з.
Сидерит	11	16	28	ед. з.—15	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—30	ед. з.
Окисленный сидерит	—	—	2	—	—	—	—	ед. з.	ед. з.
Монацит	38	43	28	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—30	ед. з.	ед. з.—15	ед. з.
Апатит	79	90	88	ед. з.—85	ед. з.	ед. з.—85	5	ед. з.—80	80
Циркон	100	100	100	ед. з.—90	55	ед. з.—90	35	ед. з.—90	10
Циркон метамиктноизмененный	26	56	47	ед. з.	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—90	ед. з.
Малакон	2	5	5	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Циртолит	—	1	—	—	—	ед. з.	ед. з.	—	—
Торит—оранжит	—	1	2	—	—	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Топаз	97	89	80	ед. з.—12	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.— 2	ед. з.
Дистен	99	92	82	ед. з.—15	5	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Андалузит	85	80	61	ед. з.—15	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.

Продолжение табл. 17

Название минерала	% встречаемости минералов в шлихе			Содержание минерала в отдельных фракциях шлихов в %					
				Вскрыша россыпи		Пласт россыпи		Элювий кристаллических пород	
	Вскрыша россыпи	Пласт россыпи	Элювий кристаллических пород	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
Виридин	35	28	13	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Силлиманит . . .	94	76	56	ед. з.—15	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Фибролит	62	39	31	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Дюмортьерит . . .	6	7	5	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Ставролит	99	94	97	ед. з.—55	30	ед. з.—30	10	сд. з.—30	10
Альмандин	100	80	85	ед. з.—60	5	ед. з.—20	ед. з.	ед. з.—30	ед. з.
Уваровит	3	—	—	ед. з.	—	—	—	—	—
Сфен	3	19	15	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.—15	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.
Турмалин	100	94,5	97	ед. з.—30	15	ед. з.—30	10	ед. з.—15	10
Пироксен (ромб. с)	60	49	49	ед. з.—30	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.
Пироксен (мон. с)	1	3	2	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Амфибол	58	31	34	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.
Актинолит	10	5	3	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Эпидот	97	84	80	ед. з.—70	5	ед. з.—70	ед. з.	ед. з.—70	ед. з.
Лоренценит . . .	36	79	65	ед. з.	ед. з.	ед. з.— 6	ед. з.	ед. з.	ед. з.
Слюды (биотит, мусковит и др.)	6	5	16	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.— 5	ед. з.
Хлорит	—	—	3	—	—	—	—	ед. з.	ед. з.
Каолинит	60	80	100	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.—20	ед. з.	ед. з.—40	ед. з.
Гидрослюды . . .	—	—	2	—	—	—	—	ед. з.	ед. з.
Глауконит	19	23	36	ед. з.	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.	ед. з.—10	ед. з.
Калиевые-полевые шпаты (ортоклаз, микроклин . . .	100	100	100	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.—10	3	10—20	5
Плагиоклазы (лабрадор, андезин, олигоклаз, альбит)	100	100	100	ед. з.— 5	ед. з.	ед. з.—10	3	10—60	10

Апатит, циркон, метамиктноизмененный циркон, сфен, лоренценит, касситерит пользуются более значительным распространением в пласте россыпи и меньшим в отложениях, составляющих вскрышу россыпи, а также в элювии кристаллических пород.

Марказит, лимонит, сидерит, слюды и ряд других вторичных минералов являются более распространенными, в шлихах из элювия кристаллических пород.

Данные о содержании ильменита в разновозрастных осадочных отложениях, а также коре выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница приведены выше (табл. 2, 3 и 4).

Табл. 18, 19 и 20 характеризуют среднее содержание, кроме ильменита, также других ценных минералов — лейкоксена, рутила, титаномагнетита, магнетита и циркона в пласте и вскрыше россыпи, а также в коре выветривания кристаллических пород.

Таблица 18

Среднее содержание ряда рудных минералов во вскрыше *россыпи ильменита в междуречье Ирша — Тростяница*

№ линий	Среднее содержание минерала по линиям в *г/м³*				
	Лейкоксен	Рутил	Титано-магнетит	Магнетит	Циркон
758	98,0	8	6	—	38
750	1595	18	150	Знаки	49
738	148	13	6	2	22
686	68	10	5	5	18
670	87	12	1	—	7
650а	414	45	4	9	84
610	225	14	9	6	39
542	380	36	25	3	66
510	355	24	17	5	75

Таблица 19

Среднее содержание полезных минералов в пласте *россыпи ильменита междуречья Ирша — Тростяница*

№ линий	Среднее содержание минерала по линиям в *г/м³*				
	Лейкоксен	Рутил	Титано-магнетит	Магнетит	Циркон
758	440	63	11	—	208
750	6100	42	48	Знаки	141
738	1500	79	69	20	107
686	700	33	48	54	159
670	2700	2	21	—	45
650а	8500	103	47	20	264
610	3200	6	47	15	137
542	1700	67	296	Знаки	169
510	2300	30	101	44	122

Из табл. 18 видно, что максимальное среднее содержание лейкоксена во вскрыше россыпи ильменита наблюдается по линии 750 и составляет 1595 *г/м³* (максимальное среднее содержание лейкоксена по этой линии отмечено в скважине 4 и составляет 4,18 *кг/м³*) в целом, содержание лейкоксена во вскрыше россыпи незначительное и составляет десятки—сотни *г/м³*.

Таблица 20

Среднее содержание ряда рудных минералов, кроме ильменита, в верхней части коры выветривания кристаллических пород в междуречье Ирша — Тростяница

№ линий	Среднее содержание минерала по линиям в *г/м*³				
	Лейкоксен	Рутил	Титано-магнетит	Магнетит	Циркон
758	200	22	7	—	117
750	1200	4	Ед. з.	—	44
738	200	15	16	Знаки	34
686	1100	15	32	4	56
670	Знаки	5	Знаки	—	20
650а	2400	6	2586	12	99
610	3400	Знаки	50	54	142
542	500	33	273	52	125
510	800	22	67	30	115

Наиболее высокое среднее содержание по линиям рутила 45 *г/м*³ во вскрыше россыпи в этом районе отмечено по линии 650а. Преобладает среднее содержание рутила во вскрыше россыпи — 10—30 *г/м*³.

Среднее содержание титаномагнетита во вскрыше россыпи также невысокое и колеблется от 1 до 150 *г/м*³. Преобладает содержание менее 10—20 *г/м*³. Количество магнетита во вскрыше россыпи характеризуется еще более низкими средними показателями и колеблется от единичных знаков до 10 *г/м*³.

Среднее содержание по линиям циркона в отложениях, составляющих вскрышу россыпи колеблется от 7 до 84 *г/м*³. Преобладает содержание менее 50 *г/м*³.

Минералы лейкоксен, рутил, титаномагнетит и циркон во вскрыше россыпи находятся в очень малых количествах.

Из табл. 19 видно, что среднее содержание по линиям лейкоксена в пласте россыпи колеблется от 440 до 8500 *г/м*³. По отдельным скважинам, например в скважине 478 линия 650а, среднее содержание лейкоксена составляет 23 *кг/м*³. Преобладает же среднее содержание лейкоксена от 1 до 3 *кг/м*³. Среднее содержание рутила в пласте россыпи по линиям колеблется от единичных знаков до 100 *г/м*³.

Среднее содержание по линиям титаномагнетита в пласте россыпи колеблется от 10 до 300 *г/м*³ (в скважине 480 по линии 542 среднее содержание титаномагнетита составляет 576 *г/м*³). Преобладает среднее содержание титаномагнетита меньше 50 *г/м*³. Среднее содержание магнетита в пласте россыпи также незначительное и колеблется от единичных знаков до 440 *г/м*³. Среднее содержание магнетита в скважине 664 по линии 510 составляет 1618 *г/м*³. Преобладает содержание меньшее 50 *г/м*³.

Среднее содержание циркона по линиям в пласте россыпи колеблется от 45 до 264 *г/м*³. Максимальное среднее содержание циркона отмечено по линии 650а, в скважине 350 — 1281 *г/м*³. Преобладает среднее содержание циркона по линиям меньшее 200 *г/м*³.

Приведенные в табл. 18 и 19 данные среднего содержания ряда ценных минералов показывают, что в междуречье Ирша—Тростяница попутно с ильменитом в пласте россыпи присутствуют также в повышенных количествах лейкоксен, титаномагнетит, рутил и циркон.

Для сравнения в табл. 20 приводятся также данные среднего содержания этих минералов в верхней части коры выветривания кристаллических пород по этому району.

Из табл. 20 видно, что среднее содержание лейкоксена в верхней части коры выветривания кристаллических пород (каолинизированной дресве и первичных каолинах) по линиям колеблется от знаков до 3,4 *кг/м*^{3} (по линии 610, в скважине 260 среднее содержание лейкоксена в элювии достигает 31 *кг/м*^{3}). Преобладает среднее содержание лейкоксена по линиям меньше 1 *кг/м*^{3}. Среднее содержание рутила в этих отложениях очень низкое и не превышает 50 *г/м*^{3}. Только в отдельных скважинах содержание его достигает 220 *г/м*^{3} (скважина 478, линия 650а). Во многих шлихах из элювия рутил присутствует в единичных знаках. Среднее содержание титаномагнетита в шлихах из элювия ничтожно и колеблется от единичных знаков до 2586 *г/м*^{3}. Преобладают пробы с содержанием меньше 50 *г/м*^{3}. Среднее содержание магнетита по линиям в элювии также ничтожное и не превышает обычно 50 *г/м*^{3}. Среднее содержание циркона в верхней части коры выветривания кристаллических пород колеблется от 20 до 142 *г/м*^{3}. В отдельных скважинах, например, в скважине 324 по линии 610 среднее содержание циркона в этих отложениях составляет 675 *г/м*^{3}. Преобладает среднее содержание циркона по линиям меньше 100 *г/м*^{3}.

Из приведенных данных среднего содержания лейкоксена, рутила, титаномагнетита, магнетита и циркона в шлихах из верхней части коры выветривания кристаллических пород видно, что только по некоторым линиям в междуречье Ирша—Тростяница наблюдается повышенное содержание лейкоксена и циркона. В целом же верхняя часть коры выветривания кристаллических пород характеризуется ничтожным содержанием этих минералов.

Следует отметить, что при эксплоатации россыпного ильменита в междуречье Ирша—Тростяница будет накапливаться значительное количество, исчисляемое тысячами и десятками тысяч тонн циркона и рутила, а также десятки до сотен тысяч тонн лейкоксена и титаномагнетита, которые нужно извлекать попутно из россыпей для нужд промышленности.

В междуречье Ирша—Тростяница толща осадочных отложений состоит из разнообразных по возрасту и генезису четвертичных и дочетвертичных осадков. Изучение минералогического состава шлихов из отдельных генетических типов осадочных отложений свидетельствует в целом о близости их по минералогическому составу, что указывает на общий источник их питания.

В данной работе приводится большой фактический материал, свидетельствующий о преимущественно местном источнике питания для образования осадочных отложений различного возраста и генезиса. Региональное распространение нередко значительного количества ильменита во всех осадочных отложениях исследованного района указывает на непосредственную генетическую связь их, в частности, с основной серией пород коростенского интрузивного комплекса. Данные минералогического состава шлихов из разновозрастных осадочных отложений района позволяют дать более полную характеристику минералогического состава и установить особенности распределения минералов, характерных для определенного генетического типа пород (табл. 21).

Данные табл. 21, а также более полные сведения, характеризующие количественное содержание минералов, приведенные в работе автора (1955), показывают, что водно-ледниковые и ледниковые отложения по минералогическому составу шлихов в качественном отношении аналогичны аллювиальным отложениям района; но по количественному содержанию отдельных минералов между ними наблюдается существенное различие. Аллювиальные отложения при определенных условиях кон-

Таблица 21

Минералогический состав шлихов из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша — Тростяница

Название минерала	% встречаемости минералов в шлихах									
	Четвертичные отложения					Дочетвертичные континентальные отложения			Морские отложения Cr_2	Элювий (верхняя часть коры выветривания) кристаллических пород
	Аллювиальные современные	Q_{II-III}^{fgl}	Q_{II}^{gl}	Q_{II}^{fgl}	Q_{II}^{al}	$Cr_2—N$	$Cr_1—J_3$	$Pz—N$		
Медь самородная	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин	—	9	—	—	—	—	—	—	—	—
Халкопирит	—	—	—	—	8	—	—	—	—	1
Пирит	57	—	20	10	50	50	55	—	50	26
Марказит	100	45	66	49	75	75	90	—	100	73
Арсенопирит	—	—	—	—	—	—	3	—	25	2
Флюорит	—	—	—	—	—	—	—	—	25	—
Корунд	71	90	76	64	58	75	42	33	25	23
Гематит	—	9	10	5	—	—	6	—	—	11
Ильменит	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Шпинель	86	90	80	87	91	100	60	66	50	54
Магнетит	86	81	93	87	100	100	74	33	50	73
Титаномагнетит	86	90	100	100	100	100	87	100	100	85
Рутил	100	100	100	100	100	100	97	100	100	100
Анатаз	57	72	76	85	91	75	60	66	50	54
Лейкоксен	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Брукит	—	—	10	3	—	—	—	33	—	2
Касситерит	14	9	2	28	41	—	42	—	25	16
Кварц	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Лимонит	28	18	58	41	58	—	51	66	100	67
Сидерит	14	9	15	8	41	25	22	—	—	28
Окисленный сидерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Кальцит	—	—	—	3	—	—	—	—	—	10
Монацит	28	27	56	61	50	50	42	—	25	28
Апатит	100	72	83	100	100	25	90	33	50	88
Циркон	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Циркон метамиктноизмененный	57	27	49	59	33	—	77	66	25	47
Малакон	14	—	7	10	—	—	—	—	—	5
Торит—оранжит	—	—	2	—	—	—	—	—	—	2
Циртолит	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—
Топаз	*57*	*100*	*100*	*87*	*91*	*100*	*77*	*66*	*100*	*80*

Название минерала	% встречаемости минералов в шлихах									
	Четвертичные отложения					Дочетвертичные континентальные отложения			Морские отложения Cr_2	Элювий (верхняя часть коры выветривания) кристаллических пород
	Аллювиальные современные	Q_{II-III}^{fgl}	Q_{II}^{gl}	Q_{II}^{fgl}	Q_{II}^{al}	$Cr_2—N$	$Cr_1—J_3$	$Pz—N$		
Дистен	100	90	95	100	100	100	71	100	100	82
Андалузит	100	90	88	90	91	50	51	33	25	61
Виридин	14	9	29	59	17	50	6	33	—	13
Силлиманит	100	90	90	90	91	100	45	66	50	56
Фибролит	57	54	61	54	58	50	19	33	25	31
Дюмортьерит	—	9	15	5	—	—	22	—	—	5
Ставролит	86	100	100	100	100	100	87	100	100	97
Альмандин	100	100	100	85	91	100	74	100	100	85
Уваровит	—	—	5	3	—	—	—	—	—	—
Сфен	—	—	10	28	8	—	13	33	—	15
Турмалин	100	100	100	100	100	100	93	100	100	97
Пироксен (ромб.)	71	100	61	51	75	—	22	—	25	49
Пироксен (мон.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Амфибол	57	81	87	64	67	75	16	—	25	34
Актинолит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Эпидот	86	100	100	90	91	100	55	66	100	80
Лоренценит (?)	71	—	27	59	83	50	80	66	50	65
Слюды (биотит, мусковит)	—	—	7	8	—	—	9	33	—	16
Хромит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Каолинит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
Гидрослюды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Глауконит	28	18	36	28	33	—	29	33	50	36
Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Плагиоклазы (лабрадор, андезин, олигоклаз, альбит)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

центрируют в себе значительное количество тяжелых минералов: ильменита, циркона, рутила и других, в то время, как в ледниковых (морена) и надморенных водно-ледниковых отложениях тяжелые минералы рассеиваются. Такое различие между этими генетическими типами отложений по содержанию тяжелых минералов указывает на иные источники питания и условия образования аллювиальных и ледниковых отложений.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения по минералогическому составу в качественном отношении очень близки к другим генетическим

типам разновозрастных осадочных отложений и коре выветривания кристаллических пород района.

Касаясь изучения минералогического состава шлихов из континентальных отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста, следует отметить, что в качественном отношении они почти не отличаются от четвертичных отложений, а в количественном содержании тяжелых минералов, в том числе и ильменита, они существенно отличаются от четвертичных отложений района. В сравнении с аллювиальными, водно-ледниковыми и другими отложениями четвертичного возраста континентальные отложения верхнеюрского — нижнемелового возраста в исследованном районе содержат наибольшее количество ильменита и других тяжелых минералов (рис. 4).

По данным частоты (процента) встречаемости отдельных минералов в шлихах из четвертичных и дочетвертичных континентальных отложений Q_{VI}—Q_{II} и Cr_2—N, Cr_1—J_3, Pz—N и Cr_2 видно, что пирит и марказит являются более характерными минералами для аллювиальных отложений четвертичного и дочетвертичного возраста и нетипичными для ледниковых и водно-ледниковых отложений. Марказит является также распространенным минералом в шлихах из верхней части коры выветривания кристаллических пород.

Корунд, шпинель, топаз, андалузит, силлиманит более распространены в четвертичных отложениях.

Гидроокислы железа (лимонит и другие) очень характерны для шлихов из вторичных каолинов, морских отложений и особенно верхней части коры выветривания. Сидерит является более характерным минералом для древнечетвертичных и дочетвертичных континентальных отложений и особенно для верхней части коры выветривания.

Монацит более распространен в шлихах, начиная от среднего отдела четвертичной системы до континентальных отложений верхнеюрского—нижнемелового возраста включительно.

Дюмортьерит более распространен в континентальных отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста.

Пироксены и амфиболы пользуются значительным распространением в четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород и менее характерны для дочетвертичных отложений.

Слюды являются характерными для вторичных каолинов и верхней части коры выветривания и т. д.

Также следует отметить наличие глауконита в более древних континентальных отложениях, подстилающих морские и верхнемеловые осадки, указывающие на возможность присутствия в северо-западной части Украинского кристаллического щита более древних морских отложений, служивших источником материала для образования континентальных отложений. Не исключается также возможность образования глауконита в континентальных условиях (Дядченко М. Г. и А. Я. Хатунцева, 1956).

Приведенные данные минералогического состава шлихов из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород показывают, что количественное содержание тяжелых минералов в шлихах из разновозрастных осадочных отложений зависит от условий формирования осадков, а также коренного источника питания. При условии наличия в основном одинакового источника питания (например, каолинизированная кора выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса и более древних осадочных отложений) распределение тяжелых минералов, в том числе и ильменита в разновозрастных осадочных отложениях района будет различным, так как оно зависит также и от условий их образования.

В междуречье Ирша—Тростяница ильменит является настолько характерным минералом, что среднее содержание его в породе может служить существенно важным критерием при изучении четвертичных, а также дочетвертичных отложений при их стратиграфическом расчленении.

О направлении завершения разведочных работ в районе междуречья Ирша—Тростяница

Институт геологических наук Академии наук Украинской ССР в течение ряда лет (1938—1955 гг.) ведет научно-исследовательские работы в Житомирской области, основной целью которых является изучение геологии, геоморфологии, минералогии, условий формирования и размещения полезных ископаемых, в том числе и россыпей титанового сырья. С 1948 года в этом районе ведутся поисково-разведочные работы экспедициями трестов «Союзспецразведка», «Союзредметразведка», ныне Геологоразведочный трест № 1 Министерства цветной металлургии СССР. Особенно в большом объеме поисково-разведочные работы на территории Житомирской области УССР выполнены Западноукраинской экспедицией в 1952—1956 гг.

Начиная с 1949 г., поисково-разведочные работы экспедицией № 16, а с 1952 г. Западноукраинской экспедицией ведутся в тесном контакте, на договорных началах с Институтом геологических наук Академии наук Украинской ССР.

В результате проведенных работ в северо-западной части Украинского кристаллического щита открыт ряд россыпных месторождений промышленного значения, в том числе в 1953 г. установлено широкое распространение россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница.

Россыпи ильменита в геоморфологическом отношении расположены в пределах равнины полесского типа, водно-ледниковых террас и современных речных долин.

Наиболее богатые россыпи ильменита в междуречье Ирша—Тростяница находятся в погребенном состоянии и приурочены к осадочным континентальным отложениям верхнеюрского—нижнемелового, а также средне- и древнечетвертичного возраста. Покрываются россыпи, как правило, толщей четвертичных водно-ледниковых, ледниковых и аллювиальных отложений. Россыпи ильменита залегают в большей части на ильменитоносной каолинизированной коре выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса.

С целью наиболее рационального планирования по завершению поисково-разведочных работ в районе междуречья Ирша—Тростяница нами составлена схематическая карта распространения россыпей в масштабе 1:50 000 (приложение 1).

В основу составления карты распространения россыпей ильменита, с целью правильной оценки перспективности обширной площади их развития, положены количественное содержание ильменита и мощность пласта россыпи по скважинам девяти магистральных линий, которыми пересечена почти вся площадь междуречья Ирша—Тростяница.

Числовые выражения, полученные в результате произведения среднего содержания ильменита в пласте россыпи на его мощность (так наз. метрсодержания), нанесенные на карту, позволили выделить в междуречье площади распространения россыпей различной ценности, а также оконтурить малоперспективные участки.

На территории исследованного района около 200 $км^2$, площадь весьма перспективных и перспективных участков составляет 38 $км^2$. В том числе около 24 $км^2$ занимают весьма перспективные участки россыпей с очень высоким содержанием ильменита и значительной мощностью пласта. Около $^2/_3$ площади междуречья Ирша—Тростяница является мало

перспективной и характеризуется невысоким содержанием (обычно менее 10 *кг/м*³) ильменита в осадочных отложениях.

В настоящее время значительная часть перспективных площадей междуречья Ирша—Тростяница детально разбурена Западноукраинской экспедицией. Это относится, главным образом, к участкам с высоким содержанием ильменита и большой мощностью пласта.

В табл. 22 приводятся основные данные о россыпях ильменита по линиям.

Таблица 22

Основные данные о россыпях с очень высоким содержанием ильменита по линиям в междуречье Ирша — Тростяница

№ линий	Среднее содержание ильменита на пласт по линиям в *кг/м*³	Средняя мощность пласта по линиям в *м*	Количество скважин, обосновывающих данные по линиям
758	22	8,8	4
738	112,0	7,5	1
686	72	7	10
670	78	8,6	9
650а	50	8,4	9
610	54	10	23
582	69	9	13
Среднее	65,3	8,4	69

Из таблицы видно, что по линиям весьма перспективные участки россыпей характеризуются очень высоким средним содержанием ильменита на пласт от 78 до 22 *кг/м*³, а средняя мощность пласта варьирует от 10 до 7 *м*. Среднее содержание ильменита на пласт в пределах этих площадей составляет 65,3 *кг/м*³, при средней мощности пласта 8,4 *м*.

Эти данные позволяют ориентировочно вычислить запасы россыпного ильменита в пределах весьма перспективных участков россыпи:

S — весьма перспективная площадь составляет около 23,75 *км*²,

h — средняя мощность пласта 8,4 *м*,

q — среднее содержание ильменита 65,3 *кг/м*³.

Ориентировочные запасы россыпного ильменита в пределах этой площади составляют:

$$Q = 23750000 \cdot 8{,}4 \cdot 65{,}3 = 13000 \text{ тыс. } т.$$

В табл. 23 приведены основные данные о россыпях в пределах перспективной площади междуречья Ирша—Тростяница.

На основании приведенных в табл. 23 данных выделена на карте перспективная площадь россыпей, которая характеризуется несколько меньшими, но также высокими показателями, а именно: среднее содержание ильменита на пласт в пределах этой площади составляет 31,8 *кг/м*³, а средняя мощность пласта 5,4 *м*.

Таким образом, выделенная перспективная площадь россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница также характеризуется высокими основными показателями, превышающими кондиционную цифру ильменита почти в два раза (при кондиции 20 *кг/м*³ в 1,5 раза).

Таблица 23

Основные данные о россыпях по линиям с кондиционным содержанием ильменита в междуречье Ирша — Тростяница

№ линий	Среднее содержание ильменита в *кг/м³* в пласте россыпи	*Средняя мощность* пласта по линиям в *м*	Количество скважин, *обосновывающих* данные по линиям
758	25	7	15
738	57	3	2
686	30	4	7
670	23	6,5	2
650а	40	4,3	8
610	23	7,3	10
582	30	6	8
542	37,0	3,5	2
510	22	7,0	1
Среднее	31,8	5,4	55

Ориентировочные запасы перспективной площади составляют:

S — перспективная площадь 14,75 *км²*,

h — средняя мощность пласта 5,4 *м*,

q — среднее содержание ильменита 31,8 *кг/м³*.

Отсюда:

Q — ориентировочные запасы ильменита в пределах этой площади — равно $14750000 \cdot 5{,}4 \cdot 31{,}8 = 2500$ тыс. *т*.

Из изложенного видно, что общая площадь весьма перспективных и перспективных участков в пределах междуречья Ирша—Тростяница составляет около 38 *км²*, с геологическими запасами ильменита около 15 млн. *т*.

Однако оценка месторождений в значительной мере зависит также и от мощности вскрыши. Россыпные месторождения ильменита в пределах междуречья Ирша—Тростяница, приуроченные к толще четвертичных и дочетвертичных осадочных, преимущественно континентальных отложений по ряду участков характеризуются значительной мощностью вскрыши. Однако в пределах этого обширного района пласт россыпи также является достаточно мощным и с высоким содержанием ильменита (46 *кг/м³*), что значительно превышает кондиционную цифру (20 *кг/м³*). В среднем по всей площади весьма перспективных и перспективных участков соотношение мощности пласта россыпи к его вскрыше составляет 7 к 7,5 *м*, или примерно 1:1.

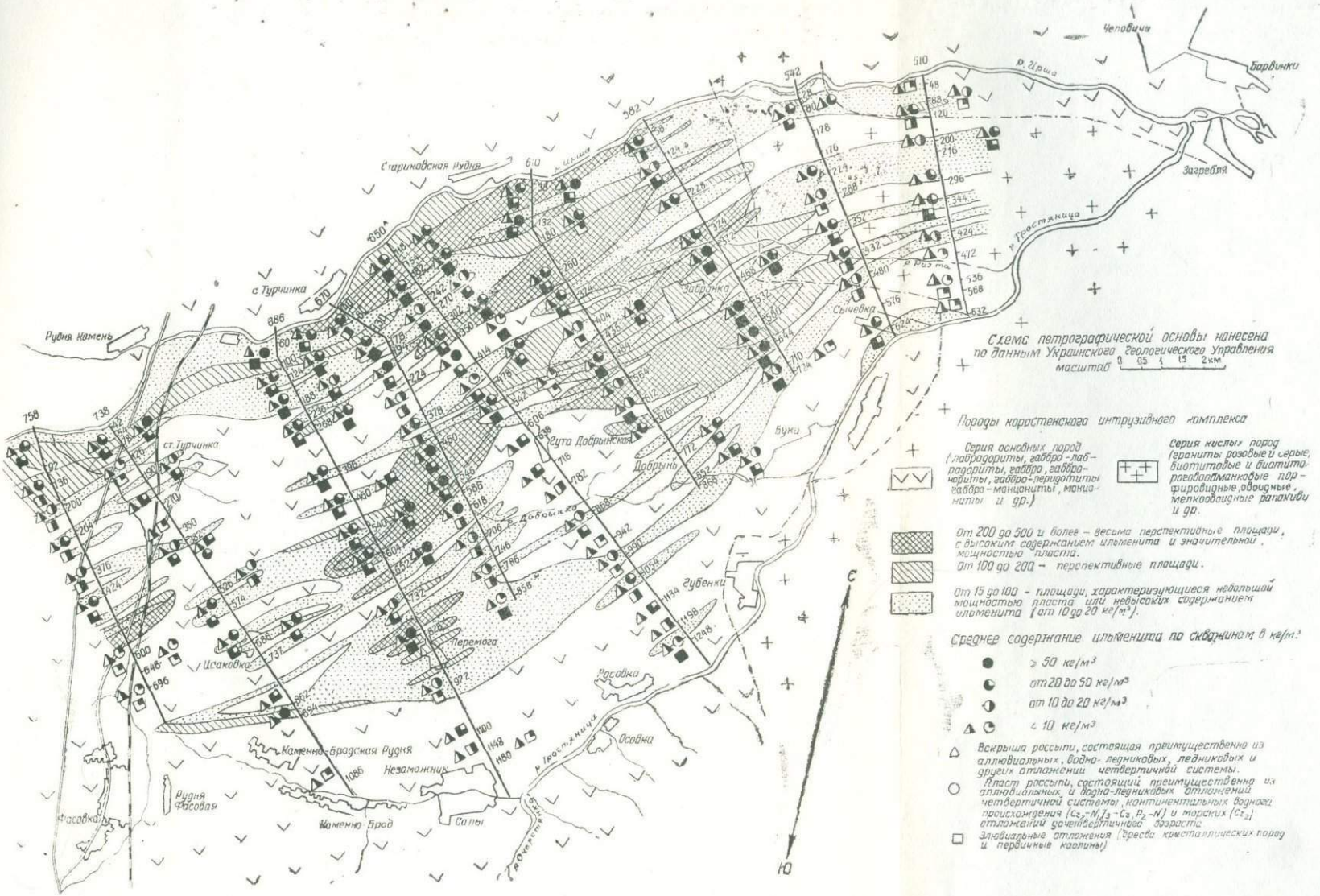
На обширной площади междуречья Ирша—Тростяница, кроме приведенных выше весьма перспективных и перспективных площадей россыпей ильменита, значительным распространением пользуются также россыпи, характеризующиеся небольшой мощностью пласта или невысоким содержанием ильменита (от 10 до 20 *кг/м³*). Общая площадь распространения таких россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница составляет около 66 *км²* и превышает почти в два раза весьма перспективные и перспективные площади.

Эти россыпи, как правило, примыкают к весьма перспективным и перспективным участкам месторождений; ими не следует пренебрегать, так как они содержат также большие запасы ильменита.

Следует также отметить, что в междуречье Ирша—Тростяница кора выветривания основной серии пород коростенского интрузивного комплекса, представленная каолинизированной дресвой и первичными каолинами, имеет достаточно высокое содержание ильменита. Нами составлена схематическая карта содержания ильменита по скважинам в верхней части элювия кристаллических пород этого района (приложение 2). Эти данные не могут характеризовать всю мощность коры выветривания, но тем не менее указывают, что кора выветривания в этом районе представляет практический интерес, образуя в ряде мест значительных размеров элювиальные россыпи.

Изучение элювиальных россыпей и детальная их разведка должны являться неотъемлемой частью при исследовании россыпей ильменита в этом районе.

Таким образом, в междуречье Ирша—Тростяница необходимо попутно с детальной разведкой россыпей ильменита, приуроченных к осадочным отложениям, продолжать работы, представляющие большой практический и научный интерес, по изучению коры выветривания (дресвы и первичных каолинов) основной серии пород коростенского интрузивного комплекса и оконтуриванию элювиальных россыпей промышленного значения с целью комплексного их использования.



Приложение 1 — Схематическая карта распространения россыпей ильменита в пределах междуречья Ирша—Тростяница.

Составлена по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР и Института геологических наук АН УССР.

Примечание. Площади распространения россыпей выделены по данным произведения мощности пласта в м, на среднее содержание ильменита в *кг/м*³ (например: 200—500 и др.).

Схема петрографической основы нанесена по данным Украинского Геологического Управления

Породы коростенского интрузивного комплекса

серия основных пород (лабрадориты, габбро-лабрадориты, габбро, габбро-нориты, габбро-перидотиты, габбро-монцониты, монцониты и другие).

серия кислых пород (граниты розовые и серые, биотитовые и биотито-роговообманковые, порфировидные, овоидные, мелкоовоидные, рапакиви и другие).

Масштаб 0 0,5 1,5 км

Среднее содержание ильменита в верхней части элювиальных отложений по данным магистральных линий

- > 50 кг/м³
- от 20 до 50 кг/м³
- от 10 до 20 кг/м³
- < 10 кг/м³

738 – N буровой линии

110 – N скважины

VII – N линии мелкого колонкового бурения

131 – N скважины мелкого колонкового бурения

Приложение 2 — Схематическая карта среднего содержания ильменита в верхней части элювиальных отложений (в дресве кристаллических пород и первичных каолинах).

Составлена по данным Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР и Института геологических наук АН УССР.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАССЕЙНА р. УЖ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РОССЫПЕЙ ИЛЬМЕНИТА

А. П. Ромоданова

В работе освещаются результаты геоморфологических и геологических исследований 1954 г., выполненных Институтом геологических наук АН УССР по договору с Западноукраинской экспедицией в целях установления ильменитоносности в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж.

Поисково-разведочные работы в этом районе производились Коростенской геологоразведочной партией Западноукраинской экспедиции (начальник партии Д. Ф. Грищев, техрук В. Г. Макаров, впоследствии Б. А. Машинистов, ст. геолог О. П. Силичев, инженер-геолог В. И. Мельник).

Настоящая работа написана в результате обработки собранного материала и анализа литературных и фондовых материалов Института геологических наук и Украинского геологического управления, а также большого фактического материала Коростенской партии Западноукраинской экспедиции.

Проведенное Е. Т. Ломаевой изучение спорово-пыльцевых комплексов древних континентальных толщ позволило уточнить возраст продуктивных ильменитоносных мезозойских отложений.

Механические и термические анализы выполнены в лабораториях института.

Автор считает своим долгом выразить благодарность за общее направление и консультативную помощь заведующему отделом геоморфологии и геотектоники академику АН УССР В. Г. Бондарчуку.

Общие сведения

Территория исследований находится в пределах южной части правобережного украинского Полесья и ограничивается бассейном верхнего и среднего течения р. Уж (правого притока р. Припяти).

В административном отношении эта территория занимает центральную часть Житомирской области (районы: Барашевский, Коростенский и часть Народичского).

Поверхность территории исследований представляет собой слабо волнистую равнину, во многих местах заболоченную и покрытую лесами. Максимальные отметки в районе бассейна верхнего и среднего течения р. Уж достигают 240 *м*, минимальные (135 *м*) наблюдаются в долине р. Жерев. Общий наклон поверхности северо-восточный, согласно которому в основном течет р. Уж.

Рельеф довольно спокойный, типичный для полесской равнины. Равнинность его нарушается неровностями поверхности кристаллических по-

род, образующих холмы, гряды и впадины, а также речными долинами, останцами денудации, песчаными холмами и дюнами.

Овражная деятельность в районе исследований не развита.

В пределах северо-восточной части исследованной территории (междуречье Уж—Ирша) поверхность слабо расчленена. Лишь местами наблюдаются песчаные холмы, достигающие свыше 10 *м*, и долины правобережных притоков р. Уж. Песчаные холмы обычно покрыты лесом, местами кустарниками. Понижения между холмами большей частью заболочены.

Несмотря на общую равнинность поверхности гидрографическая сеть района исследований довольно густая.

Главная водная артерия на территории исследований — р. Уж (правый приток Припяти).

Глубина р. Уж изменяется от 0,2 до 3 *м*, средняя 0,7 *м*. Русло сильно меандрирует по пойме. Ширина русла изменяется от 1 *м* в верховье до 20 *м* вниз по течению. Наиболее распространенная ширина русла 6—8 *м*. Берега р. Уж преимущественно пологие, расчлененные многочисленными притоками. Обрывистые и крутые берега встречаются только на отдельных участках (Мошна Рудня, Пугачевка, Коростень и др.).

Притоки р. Уж в районе исследований следующие: а) правые притоки — Каменка, Олешня, Лозница, Мостова, Синявка, Кремно, Саженка, Нерыч, Белка, Расен, Хотоза и некоторые другие мелкие безымянные; б) левые притоки — Жерев, Шестень, Кремно, Гнилуша, Могилянка, Кропивня и др.

Самый крупный приток — р. Жерев, протекающая в северной части района исследований. Все притоки р. Уж обычно начинаются на заболоченных участках. Некоторые из перечисленных притоков не имеют постоянных водотоков и летом пересыхают совсем или же их долины представляют собой заболоченные участки.

Характерной особенностью всех рек Полесья вообще и района исследований в частности является извилистость русел и медленное течение.

В местах выходов кристаллических пород наблюдается резкое изменение характера речных долин, которые напоминают здесь горные реки (например: р. Уж у г. Коростеня, с. Тартак и в др. местах, а также р. Каменка в нижнем своем течении). На остальных участках долины реки широкие, имеют пологие и невысокие берега, слабое течение, что способствует образованию меандр, стариц и заболоченных участков.

Обзор истории геологических исследований

Началом геологического изучения южного Полесья следует считать вторую половину XIX столетия, когда появляются работы К. М. Феофилактова (1851), Г. Осовского (1867), Н. П. Барбот де Марни и А. П. Карпинского (1873), М. Н. Миклухи-Маклая (1890) и др.

Из дореволюционных работ особое значение в деле изучения геоморфологии, литологии, условий залегания, генезиса и стратиграфии осадочных отложений Полесья имеют работы П. А. Тутковского (1900, 1909, 1910а и др.) и В. Д. Ласкарева (1914).

Дальнейшие исследования геологического строения в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж имеются в работах П. А. Тутковского (1926), В. Г. Бондарчука (1928), С. В. Бельского (1930), М. И. Ожеговой (1938) и др.

По геоморфологии южного Полесья много нового вносят работы П. А. Тутковского (1925, 1926, 1930) и Б. Л. Личкова, опубликованные в 1928—1930 гг.

П. А. Тутковский, изучая геоморфологические особенности Полесья, придает большое значение эоловым факторам, образовавшим такие фор-

мы рельефа, как дюны, барханы и песчаные валы; их формирование он связывает с существованием в прошлом на территории Полесья пустыни.

Б. Л. Личков опровергает представления о существовании в Полесьи пустынного климата и главное значение в формировании рельефа придает денудационной деятельности и водной эрозии, рассматривая современное Полесье как вторую и третью террасы древней р. Припяти.

К этому же периоду относятся работы Д. Н. Соболева (1928—1931), в которых он дает краткую характеристику геологического строения и геоморфологических особенностей Волынского Полесья. Д. Н. Соболев отмечает значительное влияние на выработку рельефа Волынского Полесья меловой и третичной трансгрессий, а также ледника и его талых вод.

В 1937—1939 гг. партией треста № 13 ведутся работы в основном рекогносцировочного характера в связи с поисками топазо-морионовых месторождений.

В 1939 г. В. И. Лучицкий и М. А. Минаков опубликовали результаты работ по изучению оловоносности северо-западной части Украинской кристаллической гряды. Установленная ими оловоносность гранитов коростенского типа была предпосылкой для постановки Украинским геологическим Управлением в 1940 г. более детального шлихового опробования осадочной толщи в районе распространения этих гранитов в долинах рр. Уж и Жерев. Отчеты по этим работам (А. А. Гойжевский и Э. Л. Гурович) остались незаконченными в связи с началом Великой Отечественной войны, но данные о результатах их работ приведены М. Н. Ивантишиным, Е. И. Николаевской (1945) и др.

В 1945 г. М. Н. Ивантишин и Е. И. Николаевская, составившие шлиховую карту Украины, среди других перспективных участков для постановки поисково-разведочных работ указывают также район реки Уж и ее притоков, где в россыпях встречены касситерит и повышенные концентрации ильменита.

В 1947 г. П. К. Заморием и В. Я. Дидковским дана геологическая и геоморфологическая характеристика долин рек Ужа и Ирши. Основываясь на результатах шлихового опробования, они рекомендуют поисковые работы на ильменит и другие тяжелые минералы вести не только на поймах, а также и в древних аллювиальных отложениях, слагающих в основном первые надпойменные террасы рек. Авторы указывают на высокие содержания тяжелых минералов, в основном ильменита, на участке с. Ушомир в аллювиальных отложениях пойменной террасы высокого уровня и приходят к заключению, что это месторождение заслуживает внимания и требует дополнительных специальных разведочных работ для его оконтуривания и подсчета запасов.

В 1948—1950 гг. Н. Т. Вадимовым, В. И. Шунько и Н. Ю. Крамаренко проводилась геологическая съемка (м 1:50 000), сопровождавшаяся шлиховым опробованием осадочного комплекса и первичных каолинов.

В 1950 г. геологоразведочной партией № 1 (начальник С. С. Суанов, ст. геолог В. Ф. Воробьева) экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка» были обнаружены высокие содержания ильменита (до 112—252 *кг/м*^{3}), что так же, как и данные других исследователей, послужило предпосылкой к постановке специальных работ в этом районе.

А. Н. Козловская и В. С. Перельштейн (1951) составили комплексную геологическую и гидрогеологическую карты (м 1:200 000), которые охватывают северную часть описываемого района.

За период 1951—1955 гг. опубликовано ряд статей, в которых изложены новые данные, уточняющие стратиграфию осадочной толщи (В. Я. Дидковский, 1951, Ф. А. Станиславский, 1951, Д. Е. Макаренко, 1955) и характеризующие геоморфологию долины р. Уж (П. К. Заморий В. Я. Дидковский, 1954). Результаты минералогических и геоморфоло-

гических исследований 1954 г. бассейна р. Уж в связи с ильменитоносностью содержатся в отчете А. Я. Хатунцевой и А. П. Ромодановой (1955).

Из приведенного краткого обзора истории геологических и геоморфологических исследований бассейна р. Уж следует, что данная территория значительно изучена, хотя отдельные вопросы (образование россыпей и размещение древней гидрографической сети) требуют более углубленных исследований.

Геоморфология района

В геоструктурном отношении район исследований находится в пределах Украинского кристаллического щита и его северо-восточного склона в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В связи с этим геологическое строение и геоморфологические особенности данной территории различны на различных ее участках. Это дает основания выделить здесь два геоморфологических района: район равнины полесского типа и район плато[1] (рис. 1).

Район равнины полесского типа

Большую часть территории исследований занимает равнина полесского типа. Она охватывает всю южную, юго-западную, западную и северо-западную часть территории. Максимально возвышенные участки (до 240 *м*) наблюдаются у южной границы района исследований, у с. Синявки (верховье р. Белка), где они приурочены к поднятиям кристаллического фундамента. Минимальные отметки прослеживаются в северной ее части (северо-западнее с. Васьковичи).

В отличие от района плато равнина полесского типа характеризуется неглубоким залеганием кристаллического фундамента, покрытого маломощной толщей донеогеновых образований, распространенных в виде островов, и сплошным чехлом четвертичных пород. Указанное выше различие в геологическом строении отдельных участков района исследований сказывается и на геоморфологии данной территории.

Равнинность поверхности первого района нарушается поднятиями кристаллических пород, речными долинами с их террасами, многочисленными заболоченными понижениями, а также холмами различного генезиса, возраста и литологического состава: эоловыми песчаными буграми и дюнами, ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями (озами и озоподобными грядами) и денудационными останцами палеогеновых песчаников и песков.

Геологическое строение равнины полесского типа характеризуют сводная литолого-стратиграфическая колонка (рис. 2) и геологические разрезы (рис. 3), построенные по материалам бурения Коростенской геологоразведочной партии в 1954 г.

Для более детальной характеристики геологического строения этого участка приводится сводная литолого-стратиграфическая колонка на рис. 3.

Из этих данных видно, что в строении описанной территории принимают участие следующие породы: 1) кристаллические, представленные на большей части территории гранитами и основными породами коростенского комплекса, 2) мезозойские отложения, представленные континентальными (J_3—Cr_2) и морскими верхнемеловыми (Cr_2) отложениями, 3) третичные пески и песчаники (Pg) и 4) четвертичные отложения различного генезиса и возраста (Q_{II}, Q_{III}, Q_{IV}).

---

[1] Под плато, вслед за П. К. Заморием и М. Ф. Векличем (1953), условно понимаем участок полесской низменной равнины, где толща четвертичных отложений подстилается неогеновыми бурыми и пестрыми глинами в отличие от равнины полесского типа, где четвертичные отложения залегают непосредственно на кристаллических породах или на островах донеогеновых пород.

Континентальные мезозойские отложения представлены здесь толщей разнозернистых, местами крупнозернистых и гравелистых каолинистых песков, в которых, наряду с совершенно неокатанными зернами, встречаются идеально окатанные гальки кварца. В толще песков встречаются прослои каолинов и черных углистых глин с остатками растительности. На основании условий залегания и споро-пыльцевого анализа глин, произведенного Е. Т. Ломаевой, возраст этих отложений установлен как верхнеюрский—нижнемеловой.

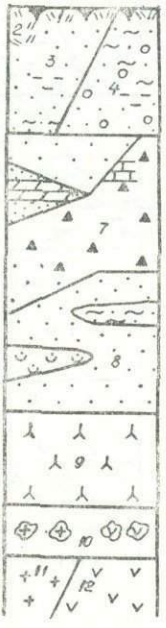


Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка осадочной толщи на равнине полесского типа:

1 — современная почва (Q^{el}_{IV}); *2* — торф и озерно-болотные отложения (Q^{l}_{III-IV}); *3* — надморенные водно-ледниковые пески, суглинки и супеси (Q^{fgl}_{II-III}); *4* — морена — валунные суглинки, супеси и пески (Q^{gl}_{II}); *5* — подморенные водно-ледниковые пески с линзами суглинков и супесей (Q^{fgl}_{II}); *6* — пески и песчаники (Pg); *7* — морские отложения: сеноманские глауконитовые пески, туронские кремни и окварцованные известняки (Cr_2); *8* — верхнеюрские — нижнемеловые континентальные отложения: крупнозернистые каолинистые пески с галькой кварца, прослоями и линзами углистых глин и вторичных каолинов (J_3—Cr_1); *9* и *10* — кора выветривания: первичные каолины и дресва кристаллических пород; *11* и *12* — кристаллические породы кислые и основные.

Морские верхнемеловые отложения в районе исследований обнаружены в виде отдельных островов, сложенных преимущественно кремнями, реже глауконитовыми песками и известняками.

Третичные отложения на равнине полесского типа встречаются редко и представлены в виде останцев (горы Лысуха и Точильница и др.), сложенных песчаниками и песками.

Толща четвертичных отложений в районе равнины полесского типа представлена континентальными, преимущественно водно-ледниковыми, реже ледниковыми отложениями. Наиболее древние четвертичные отложения — доледниковые (Q^{fgl}_{II}) состоят из разнозернистых песков, выше которых лежит морена (Q^{gl}_{II}). В местах, где морена размыта, они прикрываются водно-ледниковыми отложениями (Q^{fgl}_{II-III}), представленными мелкозернистыми серыми и желто-серыми песками с мелкими гальками. Водно-ледниковые отложения в ряде мест с поверхности переотложены ветром и собраны в кучугуры, дюны и валы.

Район плато

Значительно меньшую часть территории исследований (северо-восточный участок) занимает район плато. Этот участок расположен на склоне кристаллического массива, где кристаллические породы залегают значительно глубже и нигде не обнажаются. Ровная и слабоволнистая поверхность плато имеет незначительный уклон на север. Основные неровности на ней создаются современными речными долинами, песчаными всхолмлениями эолового происхождения и заболоченными участками.

Плато в районе Полесья выделял ряд авторов (Д. Н. Соболев, Г. Я. Лепченко, П. К. Заморий и др.).

Так, Д. Н. Соболев (1930) указывает, что главное поле плато охватывает большую западную часть водораздельного клина между рр. Уж—Тетерев и обычно занимает наиболее возвышенные части рельефа.

Г. Я. Лепченко и др. (1929) выделяют моренное плато в районе Лугины—Народичи.

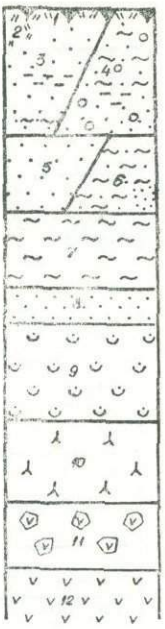


Рис. 4. Сводная литолого-стратиграфическая колонка осадочной толщи на плато:

1 — современная почва (Q^{el}_{III-IV}); *2* — торф и озерно-болотные отложения (Q^{l}_{III-IV}); *3* — надморенные водно-ледниковые пески, суглинки и супеси (Q^{fgl}_{II-III}); *4* — морена — валунные суглинки, супеси и пески (Q^{gl}_{II}); *5* — подморенные водно ледниковые пески с линзами суглинков и супесей (Q^{fgl}_{II}); *6* — озерно-аллювиальные суглинки, глины и пески (Q^{l-al}_{II}); *7* — пестрые глины (Ng); *8* — пески ($Pg^{ki}_2, Pg^{h}_2, Pg^{pt}_2$); *9* — вторичные каолины ($Pz—Tr$); *10 — 11* — кора выветривания: первичные каолины и дресва кристаллических пород; *12* — основные кристаллические породы.

П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947) выделяют плато между реками Уж и Ирша к востоку от меридиана Сынгаи и по характеру геологического строения различают лессовое [1] и безлессовое или моренное плато.

П. К. Заморий и М. Ф. Веклич (1953), производившие геоморфологические исследования в бассейне р. Ирши, выделяют два геоморфологических района: равнину полесского типа и район плато. По их данным, в геологическом строении плато бассейна Ирши принимают участие четвертичные отложения, подстилаемые неогеновыми породами.

Различие в геологическом строении, отразившееся на геоморфологических особенностях данного района, позволяет нам тоже выделять два геоморфологических района.

В геологическом строении района плато в бассейне р. Уж принимают участие (снизу вверх) кристаллические породы, мезозойские отложения, пески палеогена, неогеновые глины и толща четвертичных отложений (рис. 4).

Кристаллические породы, залегающие в основании осадочного комплекса района плато, представлены основными породами коростенского интрузивного комплекса. Верхняя часть этих пород, мощностью от 2,0 до 18,0 *м*, затронута выветриванием и сложена дресвой кристаллических пород, выше которой лежат первичные каолины. Мощность их на плато увеличивается с юга на север от 1 до 14,0 *м*. На первичных каолинах залегают вторичные каолины, мощностью от 1,0 до 12,0 *м*.

[1] Лессовое плато, по их данным, образует Овручско-Словечанскую возвышенность, расположенную за пределами наших исследований.

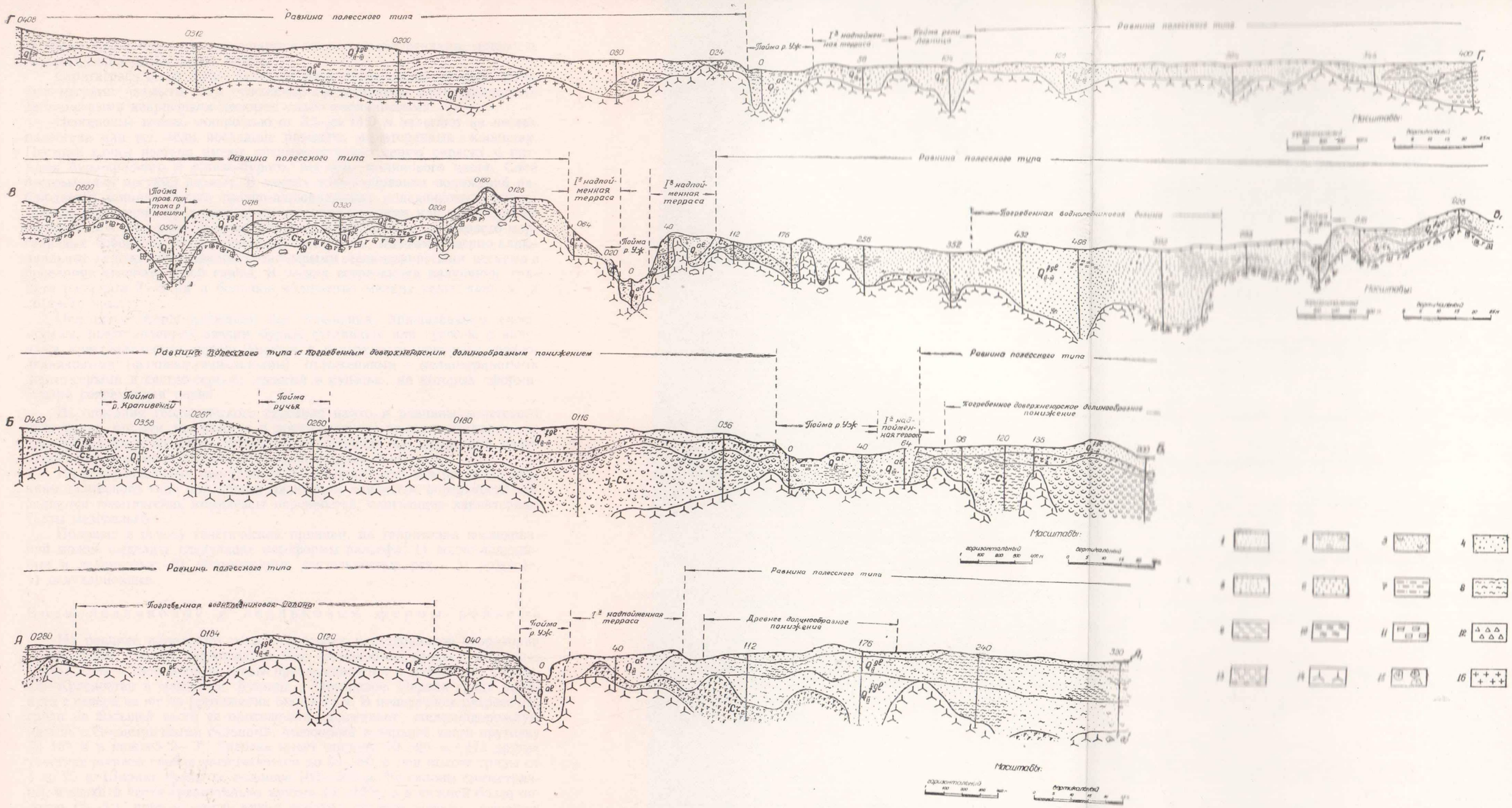


Рис. 3. Геологические разрезы через долину р. Уж и равнину полесского типа.

Составлены по материалам бурения Коростенской ГРП Западноукраинской экспедиции.

А—А$_1$ — в 1 *км* на запад от с. Белка; *Б—Б*$_1$ — в 1 *км* на запад от с. Ушица, через с. Бондаревка; *В—В*$_1$ — в 1,5 *км* на запад от с. Ушомир; *Г—Г*$_1$ — в районе ее. Межиричка — Дедковичи.

1 — песок мелкозернистый желтовато-серый, серый, желтый; *2* — песок мелкозернистый желтовато-серый глинистый с валунчиками кристаллических и осадочных пород; *3* — песок мелкозернистый каолинистый; *4* — песок среднезернистый; *5* — песок разнозернистый; *6* — песок крупнозернистый; *7* — супесь; *8* — суглинок; *9* — глина; *10* — ил; *11* — торф; *12* — меловые кремни; *13* — вторичные каолины; *14* — первичные каолины; *15* — дресва кристаллических пород; *16* — кристаллические породы вне

В южной части плато они замещаются темно-серыми глинами, мощность которых местами достигает 14,0 *м*.

Стратиграфически выше залегает слой палеогеновых песков, которые местами размыты. Эти отложения представлены мелкозернистыми светло-серыми кварцевыми песками, слабо каолинистыми.

Неогеновые глины, мощностью от 3,0 до 14,0 *м* залегают на песках палеогена или же, если последние размыты, на вторичных каолинах. Пестрые глины неогена имеют преимущественно серую окраску с пятнами буро-красного и ржаво-бурого, местами малинового цвета. Слой пестрых глин местами размыт. В местах долинообразных понижений наблюдается мощная толща озерно-аллювиальных доледниковых четвертичных отложений, представленных серовато-желтыми или темносерыми суглинками с большим количеством конкреций $CaCO_3$, железисто-марганцевых бобовинок и органическими остатками. Местами озерно-аллювиальные отложения сложены темно-серыми мелкозернистыми песками с прослоями сизовато-серой глины. В песках встречаются валунчики гранита размером 3—4 *см* и большое количество мелких галек кварца и полевого шпата.

Описанные озерно-аллювиальные отложения прикрываются слоем морены, представленной вязким бурым суглинком или супесью с валунами кристаллических пород. Морена с поверхности прикрыта водно-ледниковыми (флювиогляциальными) отложениями — мелкозернистыми желто-серыми и светло-серыми песками и супесью, на которых сформирована современная почва.

Из описания геологического строения плато и равнины полесского типа видно, что эти два участка в дочетвертичное время развивались не одинаково. Да и во время четвертичного периода на территории плато отмечается некоторое отличие в истории осадконакопления.

На водораздельных пространствах как плато, так и в пределах равнины полесского типа при общем равнинном характере поверхности выделяются генетические комплексы неровностей, слагающие характерные черты мезорельефа.

Положив в основу генетический принцип, на территории исследований можно выделить следующие мезоформы рельефа: 1) водно-ледниковые и ледниковые, 2) образованные деятельностью рек, 3) эоловые, 4) денудационные.

Водно-ледниковые и ледниковые формы рельефа

На равнине полесского типа в пределах исследованной территории из мезоформ рельефа наблюдаются озы, озоподобные гряды и моренные холмы. Озы и озоподобные гряды прослеживаются в районе сс. Тесновка—Красностав и между сс. Купище и Погорелое. Первая гряда вытянута с севера на юг на протяжении около 3 *км*. В поперечном разрезе эта гряда на большей части ее протяжения напоминает железнодорожную насыпь с симметричными склонами, имеющими в верхней части крутизну до 15°, а в нижней 2—3°. Гребень имеет ширину 10—20 *м*. На других участках ширина гребня увеличивается до 50—80 *м* при высоте гряды от 4 до 20 *м*. Ширина гряды по подошве 100—300 *м*. Ее склоны симметричны, в верхней части сравнительно крутые (5—15°), а в нижней более пологие (2—3°), причем между этими частями склонов хорошо выражен перелом. Ширина гребня в таких разрезах обычно небольшая и изменяется от 10 до 20 *м*. На других участках (расширенных) поперечный разрез гряды иной: здесь не наблюдается четкой диференциации склонов на верхний и нижний, гребень широкий (50—80 *м*), высота гряды от 4—5 до 18—20 *м*. Ширина между подошвой склонов также различна (100—300 *м*). Продольный профиль волнистый (Веклич М. Ф. и Родзиевский В. И., Ромоданова А. П., 1955).

Эта гряда сложена подморенными разнозернистыми песками, обогащенными валунами кремня, вымытыми из пород верхнемелового возраста. Указанные пески плащеобразно покрыты слоем морены.

Геологическое строение и форма гряды у сс. Тесновка—Красностав свидетельствует о том, что она является типичным озом, образовавшимся во время наступания днепровского ледника. Таким образом, совершенно не подтверждается мнение П. А. Тутковского (1925) о конечноморенном характере этой гряды.

Вторая гряда, расположенная между сс. Купище и Погорелое, была описана С. В. Бельским (1931) как конечная морена. Эта гряда вытянута с северо-запада на юго-восток и сложена слоистыми подморенными водно-ледниковыми отложениями с галькой, валунами и обломками кремня. С поверхности водно-ледниковые отложения покрыты тонким слоем морены с большим количеством обломков кремня.

Описанные ранее формы рельефа как конечные морены отмечаются и в соседних районах (вблизи с. Осники, между сс. Осники и Бежев, на междуречье Быстриевка—Свинолужка и др. местах, где они описаны М. Ф. Векличем (1954), установившим, что это не конечноморенные, а водно-ледниковые образования. Одни из них М. Ф. Веклич относит к камам (между сс. Осники и Бежев), другие, по его мнению, являются денудационными останцами дочетвертичных пород, прикрытыми с поверхности четвертичным покровом.

Ледниково-аккумулятивные формы рельефа на территории исследований имеют ограниченное распространение. Они в связи с последующими процессами денудации сохранились только на отдельных участках. Донно-моренный ландшафт наблюдается в окрестностях с. Межиричка. Поверхность здесь слабоволнистая, контуры поднятий расплывчатые и незаметно переходят в слабовыраженные в рельефе долинообразные понижения.

Отдельные моренные холмы встречены на территории исследований в ряде мест у южной окраины с. Межиричка, восточнее с. Жабче и др. Эти холмы сложены в основании кристаллическими породами, прикрытыми мореной. Моренные отложения здесь представлены бурыми суглинками с большим количеством кремней и сравнительно редкими валунчиками кристаллических и осадочных пород.

Ледниково-эрозионные формы рельефа (бараньи лбы) наблюдаются также в окрестностях с. Шорс (с. Белошицы), на юго-запад от г. Коростеня, в районе Межирички и др. Бараньи лбы представляют собой уплощенные возвышенности кристаллических пород с крутым южным склоном и пологим северным. Крутопадающий склон всегда бывает сглажен, иногда отполирован. Пологий склон имеет следы ледниковой обработки (ледниковые шрамы, царапины, шлифовку). Чаще кристаллические породы несут следы ледниковой обработки в виде сглаженных почти ровных площадок с незначительным уклоном на юг или юго-восток. Такие площадки наблюдаются на некоторых улицах с. Белошица, где они образуют естественную мостовую. Выравненные площадки встречаются также в г. Коростене на поверхности выходов гранита.

Формы рельефа, образованные деятельностью рек

К этим формам рельефа относятся древние и современные речные долины и их террасы. Доледниковые и водно-ледниковые долины в современном рельефе выражены очень слабо. Местами частично их унаследовала современная долина р. Уж, на отдельных же участках прослеживаются заболоченные понижения. Довольно четко древние долины выражены на геологических профилях и на карте поверхности кристаллического массива, где вырисовываются древние размывы кристаллического

фундамента. Древнее долинообразное понижение прослеживается по горизонтали 165 *м* в районе сс. Бондаревка—Ушица—Мошна Рудня с небольшим понижением к юго-востоку от с. Рафаловка (см. карту). Дальше ложбина огибает бугор, расположенный к югу от с. Пугачевки и продолжается затем в северо-восточном направлении, где характеризуется некоторым поднятием ложа (до отметок 175—183 *м*) на водоразделе рек Уж—Ирша и снова понижаясь от с. Лесовщина в сторону р. Ирша в районе ее левого притока р. Лемня. В районе совхоза Красностав — м. Ушомир наблюдается долинообразное понижение в кристаллическом фундаменте шириной до 3,0—4,0 *км*, вытянутое в субмеридиональном направлении. К северо-востоку оно значительно расширяется и приобретает расплывчатые формы, причем наиболее пониженная его часть приурочена к правобережью р. Уж.

Указанные долинообразные понижения в бассейне р. Уж выполнены доверхнемеловыми континентальными отложениями, достигающими местами мощности 15—20 *м*. Мезозойские континентальные отложения сохранились от размыва в основном под верхнемеловыми морскими отложениями, среди которых наибольшим распространением пользуются кремневые отложения турона, повидимому, труднее всего поддававшиеся размыву. В некоторых местах эти отложения сохранились под глауконитовыми песками сеномана.

На основании условий залегания (под палеонтологически охарактеризованными верхнемеловыми кремнями), а также по данным спорово-пыльцевого анализа углистых глин из этой толщи, произведенного Е. Т. Ломаевой, был установлен нижнемеловой и возможно верхнеюрский возраст этих отложений и следовательно доверхнеюрский возраст древних долинообразных понижений.

П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947) выделили проходную долину на заболоченном участке междуречья Уж и Жерев (от с. Игнатполя до с. Рудня Булев). В геологическом строении этой проходной долины, по их данным, принимают участие следующие породы сверху вниз: современный торф, аллювиальные отложения, представленные разнозернистыми песками с галькой, сизовато-серый ил с прослойками суглинка и кристаллические породы.

Древние понижения в кристаллическом фундаменте, слабо выражены в рельефе в виде двух проходных долин, вытянутых с северо-запада на юго-восток.

Первая проходная или водно-ледниковая долина в районе сс. Злобичи — Соболевка была впервые выделена М. Ф. Векличем 1954 г. на его геоморфологической карте бассейна р. Ирши. Нашими исследованиями 1954 г. продолжение этой долины прослежено в бассейне р. Уж. Коренные ее склоны четко выражены в рельефе у сс. Холосно и Соболевка. Наклон дна на юго-восток. В сторону к долине Ирши эта водно-ледниковая долина выполаживается и становится слабо выраженной в рельефе. В ней из мезо- и микроформ рельефа наблюдаются замкнутые заболоченные впадины и денудационные останцы кристаллических пород (у сс. Холосно и Соболевка).

Вторая водно-ледниковая долина наблюдается в бассейне рек Сажанки и Лемни. Эта долина в рельефе выражена слабо, но на поверхности кристаллического фундамента долинообразное понижение вырисовывается довольно четко.

В геологическом строении этих долин, как позволяют судить немногочисленные имеющиеся у нас разрезы скважин, принимают участие ледниковые и водно-ледниковые четвертичные отложения, залегающие на размытой поверхности мезозойских отложений, коре выветривания и кристаллическом фундаменте.

Водно-ледниковая долина в погребенном состоянии наблюдается по данным бурения на плато (рис. 5, I—I). Здесь размыта толща пестрых

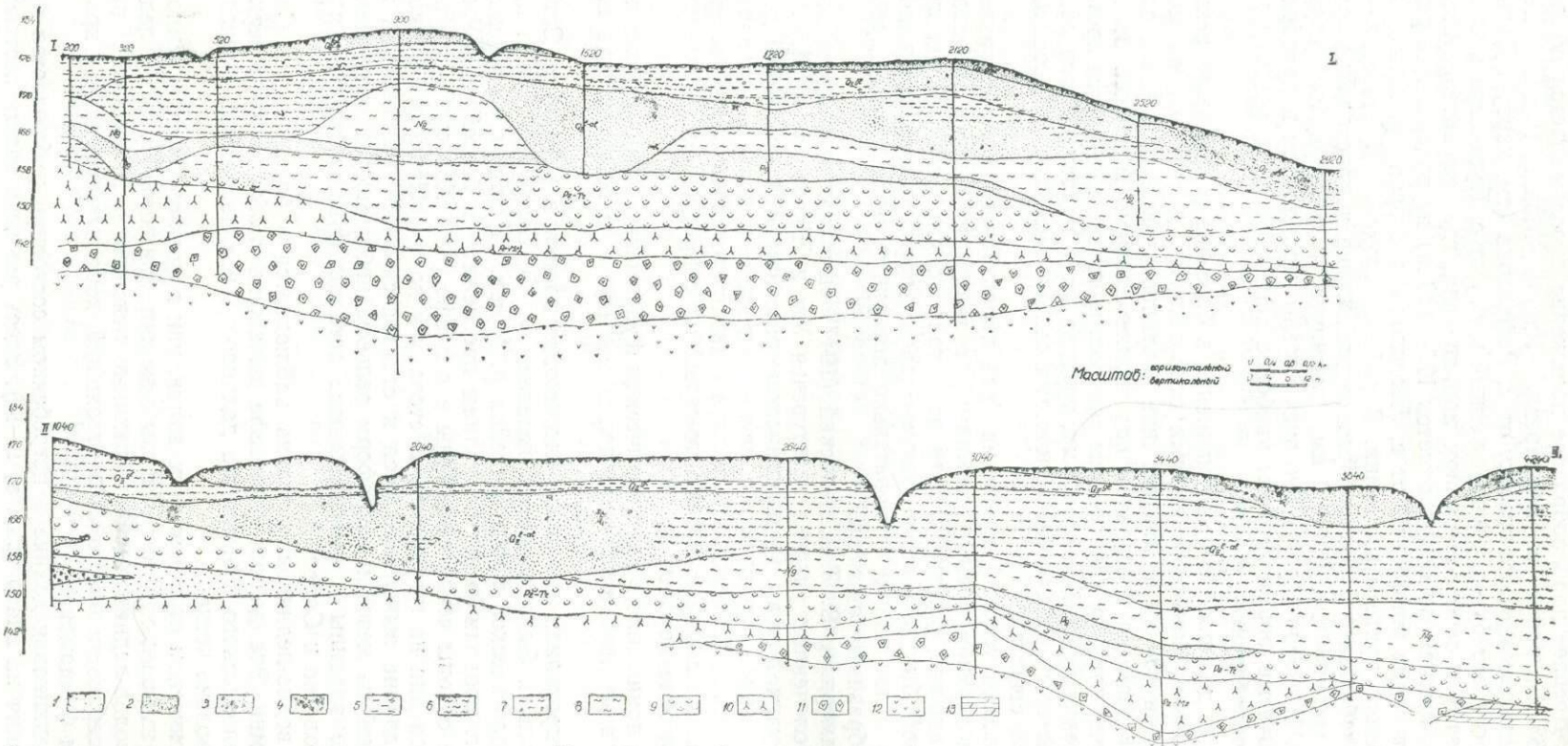


Рис. 5. Геологические разрезы через междуречье рр. *Уж—Ирша*: I—I_1 *по линии* сс. Сарновичи — Мелени; II—II_1 по линии сс. Новаки — Каменка.

1 — пески крупнозернистые светло-серые; *2* — пески разнозернистые желтовато-серые; *3* — пески разнозернистые с гальками кристаллических и осадочных пород; *4* — пески разнозернистые с обломками кремня; *5* — супесь желто-серая; *6* — суглинки; *7* — суглинки с валунчиками кристаллических пород (морена); *8* — глина; *9* — вторичные каолины; *10* — первичные каолины; *11* — дресва кристаллических пород; *12* — основные кристаллические породы; *13* — кварциты.

глин и пески палеогена; озерно-аллювиальные отложения залегают непосредственно на вторичных каолинах. К сожалению, из-за отсутствия скважин проследить направление и характер этой древней долины не удалось.

Современная долина р. Уж в пределах территории исследований имеет ширину 1,0—1,5 *км*, а в местах, где река прорывает кристаллический массив, она суживается, и склоны ее представляют почти отвесные скалы (у Пугачевского детдома и у железнодорожного моста в г. Коростене). Дно долины р. Уж в большинстве случаев врезано в кристаллический массив. На поверхности кристаллического ложа четко вырисовываются уступы основания первой надпойменной террасы, возвышающейся над ложем поймы на 8—12 *м*. Поверхность основания поймы неровная. Местами лишь размыв достигает коры выветривания (первичных каолинов или дресвы кристаллических пород).

Река Уж, прорезав у г. Коростеня гранитный массив, образует небольшой каньон. Пойма здесь отсутствует и снова наблюдается в 1 *км* выше железнодорожного моста. Абсолютные отметки поймы вниз по течению резко понижаются в связи со ступенчатостью русла, образующего пороги, заборы, водопады, эрозионные котлы.

В долине р. Уж местами наблюдаются террасированные участки. Из аккумулятивных террас выделяются: пойма, первая надпойменная и вторая надпойменная.

Пойма. Пойма р. Уж прослеживается на всем ее протяжении, за исключением участков долины прорыва, где она совсем отсутствует (г. Коростень) или очень суживается (сс. Пугачевка, Мошна Рудня и др.). Ширина поймы в долине р. Уж обычно изменяется от нескольких метров до 300—500 *м*. Над уровнем реки пойма возвышается на 1,0—1,5 *м*. Местами в долине р. Уж наблюдается пойма двух уровней (высокого и низкого). Пойма низкого уровня поднимается над уровнем реки на 0,5—0,8 *м* и покрыта луговой растительностью. Пойма высокого уровня возвышается над поймой низкого уровня на 0,6—1,0 *м*. Уступ поймы высокого уровня обычно в рельефе выражен четко. Поверхность поймы неровная. На ней наблюдаются прирусловые песчаные валы, выходы кристаллических пород и заболоченные понижения, которые большей частью приурочены к притеррасовой части поймы. В верхнем течении р. Уж пойма имеет ширину от 50 до 200 *м*. Поверхность ее ровная, во многих местах заболоченная и покрыта лугово-болотной растительностью. В геологическом строении этого участка поймы принимают участие аллювиальные, преимущественно мелко- и среднезернистые пески с редкими линзами илистых суглинков и первичные каолины, залегающие на кристаллических породах.

Ниже по течению р. Уж, на участке сс. Белка—Белоцкая Рудня, пойма несколько расширяется, и местами на ней прослеживается два уровня. На пойме высокого уровня наблюдаются песчаные холмы, старицы, заболоченные участки и кочки. На этом участке пойменный аллювий характеризуется хорошей отсортированностью песка и отсутствием галек и тяжелых минералов. Возможно, что эти отложения являются продуктами перемыва полтавских песков, останцы которых находятся и теперь вблизи долины р. Уж (горы Точильница и Лысуха).

Ниже по течению, в районе с. Ушица, в толще мелко- и разнозернистых песков пойменного аллювия встречаются гальки и прослои глин, а еще ниже, в районе сс. Ушица—Мошна Рудня—Ушомир, в аллювиальных песках наблюдается большое количество кремней, реже окварцованных известняков мелового возраста. Последние встречаются только у с. Мошна Рудня.

На участке от Ушомира до г. Коростеня пойма прослеживается на обоих берегах и имеет ширину от 100 до 300 *м*. На поверхности поймы наблюдаются старицы, песчаные холмы и выходы гранита. В геологиче-

ском строении поймы на этом участке принимают участие средне- и разнозернистые пески, буровато-серые суглинки, кремни и первичные каолины. В самом г. Коростене, как уже указывалось, пойма отсутствует (долина прорыва).

Между г. Коростень, с. Воронево и х. Россоховский пойма прослеживается почти на всем протяжении, за исключением мест, где русло прорывает кристаллические породы. Ширина поймы здесь колеблется от 50 до 500 *м*. Поверхность поймы неровная, на ней наблюдаются песчаные холмы, заболоченные понижения и выходы кристаллических пород. В геологическом строении поймы принимают участие пески, суглинки, каолины и кристаллические породы.

На участке от х. Россоховского до с. Народичи характер речной долины резко меняется в связи с погружением кристаллического фундамента. Севернее х. Россоховского пойма значительно расширяется и у м. Народичи достигает 3 *км*. На поверхности поймы изредка наблюдаются старицы и невысокие песчаные бугры. Уступ поймы к руслу обычно крутой. Высота ее над уровнем реки не превышает 2 *м*. На описанном участке пойма сложена аллювиальными песками с галькой и глинами с прослойками илов. Вниз по течению в связи с уменьшением скорости течения количество глины в толще пойменного аллювия возрастает. Из приведенной характеристики поймы видно, что ее геологическое строение неодинаково на различных участках и зависит от состава пород, которые размывает р. Уж. Мощность аллювиальной толщи также не выдержана на всех участках. Средняя мощность аллювия 12—14 *м*, а на участках, где современное русло р. Уж унаследовало более древние долины, мощность аллювиальной толщи увеличивается. По времени образования пойма относится к голоцену и современному отделу четвертичного периода (Q_{IV}).

Первая надпойменная терраса. Первая надпойменная терраса р. Уж возвышается над поймой на 4—6 *м*. Она прослеживается с некоторыми перерывами на обоих берегах реки. Ширина ее достигает 0,5—2,0 *км*. Поверхность имеет слабый наклон к пойме и совсем незаметно переходит в равнину полесского типа. На поверхности этой террасы местами наблюдаются песчаные всхолмления и заболоченные понижения.

В геологическом строении первой надпойменной террасы принимают участие аллювиальные пески, местами перевеянные с поверхности ветром, суглинки, гальки кремней и кристаллических пород, первичные каолины и кристаллические породы. Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы залегают на породах различного возраста. Так, в районе распространения меловых отложений на правом берегу врез достиг слоя кремней. На левом берегу в этом же профиле, меловые кремни размыты, и толща аллювиальных отложений этой террасы залегает на первичных каолинах. Уступ коренного ложа террасы выражен довольно четко (рис. 3). В аллювиальных отложениях первой надпойменной террасы на отдельных ее участках наблюдаются значительные содержания тяжелых минералов, достигающие местами 123 *кг/м*^{3}.

В районе с. Мошна Рудня первая надпойменная терраса в рельефе выражена слабо. Здесь ее аллювиальная толща подстилается слоем меловых кремней и представлена мелко- и среднезернистыми песками с обломками кремня. Мощность толщи аллювия, слагающего первую надпойменную терарсу, изменяется от 1,0 до 12,0 *м*. Время ее образования— верхний отдел четвертичного периода (Q_{III}).

Переход от первой надпойменной террасы ко второй надпойменной настолько постепенный, что выделить последнюю без данных бурения почти невозможно.

Вторая надпойменная терраса. В бассейне р. Уж П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947) выделяют вторую надпоймен-

ную террасу в следующих пунктах: с. Ушица, на левом берегу у с. Пугачевка, с. Ушомир, с. Могильно, с. Дедковичи, х. Россоховский и др. В пределах верхнего и среднего течения долины р. Уж вторая надпойменная терраса бывает аккумулятивная и эрозионная.

Эрозионная терраса прослеживается в местах, где р. Уж прорвала породы кристаллического массива (Коростень, Пугачевка [1] и др.). Эта терраса сложена кристаллическими породами, прикрытыми элювием, на котором сформировалась современная почва. Местами на эрозионной террасе залегает тонкий слой аллювиальных отложений, представленных в основном галечником и песком (с. Человка).

Данными бурения Коростенской ГРП в 1954 г. удалось проследить вторую надпойменную аккумулятивную террасу лишь у м. Ушомир (рис. 3, В—$В_1$). Здесь уступ коренного ложа выражен в погребенном рельефе довольно четко, и аллювиальная толща второй надпойменной террасы прослеживается рядом скважин. Однако с поверхности переход от первой ко второй надпойменной террасе совершенно не заметен. На левобережье р. Уж против с. Ушомир аллювиальная толща второй надпойменной террасы залегает частично на размытой поверхности морены и на первичных каолинах. Подобные условия залегания позволяют время ее образования считать среднечетвертичным (Q^{al}_{II-III}), т. е. после отложения морены днепровским ледником.

Эоловые формы рельефа

Для района Полесья эоловые формы описаны очень детально П. А. Тутковским (1900, 1909). На территории наших исследований эти формы рельефа большого значения и распространения не имеют. Эолово-аккумулятивные песчаные скопления наблюдаются как на возвышенных участках, так и среди болот. Они имеют форму бугров, валов, дюн, гряд и песчаных арен. Большинство песчаных возвышенностей имеют вид валов, вытянутых в северо-западном направлении. Некоторые из них располагаются меридионально или имеют подковообразную форму с вытянутыми в западном направлении концами. Однако правильная форма у эолово-аккумулятивных форм рельефа в районе исследований встречается редко. Большинство песчаных всхолмлений расположено вблизи речных долин и на междуречных пространствах, лишенных растительности (междуречье Шестень—Жерев).

Денудационные формы рельефа

В образовании денудационных форм рельефа принимают участие кристаллические породы и третичные отложения. В бассейне верхнего и среднего течения р. Уж в пределах равнины полесского типа денудационные формы рельефа выражены очень четко и представлены в основном выходами кристаллических пород. Поверхность их неровная, на ней наблюдаются холмы с довольно крутыми иногда задернованными склонами. Часто эти холмы группируются в гряды. Вершины холмов в большинстве случаев покрыты выветрелой породой. Описанный тип рельефа классически выражен в районе верхнего течения р. Уж (на восток от с. Бараши, у х. Зеленицы, у сс. Баскаки, Белка, Яблонец и на северо-запад от с. Яблонец).

Типичные денудационные формы рельефа, образованные третичными породами, наблюдаются в районе сс. Бараши и Гулянка (горы Лысуха и Точильница). Гора Точильница представляет собой холм, подымающийся на 40 м над окружающей равнинной поверхностью; склоны его, в основном, пологие и постепенно сливаются с окружающими пространствами. Восточный его склон крутой, а наиболее пологий — северный.

[1] Впервые в с. Пугачевка эрозионная терраса была выделена В. Д. Ласкаревым

Склоны этого холма покрыты песками с обломками песчаника, на котором сохранились многочисленные отпечатки корней, реже листьев третичной растительности. Юго-восточная часть горы Точильницы покрыта лесом.

Гора Лысуха, располагающаяся на северо-восток от с. Бараши, в отличие от горы Точильницы имеет склоны, не заросшие растительностью, благодаря чему мелкозернистые пески интенсивно развеваются.

Часть территории исследований, расположенная на запад от с. Гулянка, имеет очень сложный рельеф, образованный третичными слабо сцементированными песчаниками. Последние здесь образуют гряду, вытянутую с юго-востока на северо-запад. По простиранию гряда прослеживается на несколько километров. У подножья этой возвышенности располагаются россыпи плотных кремнистых песчаников с многочисленными отпечатками растений.

Выходы палеогеновых пород прослеживаются также в районе, расположенном севернее г. Коростеня (между сс. Шатрище и Немировка, на левом берегу р. Жерев западнее с. Вязовка), но здесь эти отложения не образуют резко выраженных форм рельефа.

Из приведенных описаний видно, что денудационные формы рельефа в районе исследований не имеют на себе сплошного покрова четвертичных отложений. На склонах этих возвышенностей лежит незначительный чехол делювиальных отложений, а у подножий иногда наблюдаются скопления эоловых песков.

Замкнутые впадины

Наиболее пониженные участки на междуречных пространствах равнины полесского типа и плато представляют собой замкнутые впадины, большей частью заболоченные. Они имеют самую разнообразную форму (круглую, овальную и неправильную) и размеры от десятков метров до нескольких километров. Самые крупные из них частично унаследовали неровности поверхности древнего рельефа. Глубина их местами достигает 20 *м* и более.

В геологическом строении описанных понижений принимают участие четвертичные отложения преимущественно водно-ледникового происхождения (пески, супеси, суглинки, реже — илы, торф). Более мелкие впадины представляют собой заболоченные понижения, которые не связаны с древним рельефом кристаллического ложа, а образовались вследствие неравномерной аккумуляции четвертичных отложений. По своему геологическому строению они мало чем отличаются от окружающих их пространств и являются мезо- и микроформами современного рельефа. По своему происхождению эти впадины могут быть денудационными и эрозионными.

* * *

Из приведенной характеристики различных по генезису и возрасту форм рельефа видно, что наибольшее значение в формировании россыпей ильменита имеют древние долинообразные понижения, являющиеся на некоторых участках коллекторами мезозойских континентальных продуктивных толщ, а также современные речные долины, в которых происходило перемывание и переотложение доверхнемеловых континентальных и меловых морских россыпей.

История развития рельефа, осадконакопления и образования россыпей ильменита

Особенности геоморфологии и геологического строения бассейна верхнего и среднего течения р. Уж обусловлены неглубоким залеганием кристаллического фундамента, который покрывается маломощной тол-

щей осадочных пород мезозойского и кайнозойского возраста. Дочетвертичные осадочные отложения пользуются сплошным распространением только в восточной части района исследований (верховья правых притоков среднего течения р. Уж), где кристаллический фундамент постепенно погружается в сторону Днепровско-Донецкой впадины. На остальной территории дочетвертичные осадочные отложения характеризуются островным залеганием.

Кристаллические породы образуют нередко на междуречных пространствах холмообразные и валообразные поднятия, занимающие значительные площади, прикрытые лишь чехлом элювиальных и элювиально-делювиальных отложений.

Имеющиеся у нас данные исследований и анализ литературных и фондовых материалов о древнем и современном рельефе и геологическом строении территории бассейна р. Уж позволяет в следующих общих чертах осветить историю ее развития.

Самыми древними образованиями на территории исследований являются различные метаморфические и магматические породы кристаллического фундамента. Среди них выделяются породы гнейсо-мигматито-гранитного комплекса архея, образующие складчатые сооружения, в значительной своей части срезанные последующей денудацией и эрозией. Уже на довольно снивелированной поверхности пород архейского возраста отлагалась овручская серия, сложенная кварцитами, кварцитовидными песчаниками, пирофилитовыми сланцами и другими породами, отличающимися гораздо меньшей степенью метаморфизма. И, наконец, уже в сформированный складчатый древний фундамент, представляющий собой жесткую и мало подвижную структуру, в связи с более поздними разломными деформациями проходила многофазная интрузия сложного коростенского плутона. По времени образования она относится одними исследователями к протерозою, другими — к палеозою.

Породы кристаллического фундамента на протяжении палеозоя и значительной части мезозоя подвергались длительной денудации, при которой быстрее разрушались более древние и легче поддающиеся денудации метаморфические породы, образуя понижения в рельефе и отдельные возвышенности из более устойчивых к денудации пород (граниты, габбро).

В результате длительной денудации рельеф кристаллического массива подвергался нивелированию, и на территории исследований образовалась денудационная равнина, покрытая продуктами разрушения кристаллических пород.

На поверхности кристаллических пород залегает более или менее мощная (6—22 *м*) кора выветривания, представленная дресвой и первичными каолинами. Последние в бассейне р. Уж пользуются довольно широким распространением. Мощность их непостоянная и колеблется от 0,5—1,0 до 12—16 *м*. Каолины из габбро-лабрадоритовых пород характеризуются повышенным выходом шлиха, основной составной частью которого является ильменит. В бассейне р. Уж содержание ильменита в элювии основных пород колеблется от 1—5 до 34—51 *кг/м*^{3}, местами до 125 *кг/м*^{3} (р. Шестень). Кора выветривания кислых пород содержит ильменит в количествах от 1—2,9 до 10 *кг/м*^{3} (Хатунцева А. Я. и Ромоданова А. П., 1955).

Н. Т. Вадимов считает, что основная часть первичных каолинов образовалась до трансгрессии верхнемелового моря, и что после мелового времени процессы каолинизации почти совершенно отсутствовали. Сейчас можно говорить о еще более раннем, доверхнеюрском времени образования первичных каолинов, так как работами 1954 г. (Ромоданова А. П., Хатунцева А. Я., Ломаева Е. Т.) устанавливается, что под верхнемеловыми морскими отложениями залегает древнеконтинентальная толща верхнеюрского—нижнемелового возраста, непосредственно покры-

вающая первичные каолины в наиболее пониженных частях древнего кристаллического ложа.

Кроме факторов денудации, в формировании древнего рельефа участвовали эрозионные процессы, благодаря которым происходило образование отрицательных форм рельефа в виде долинообразных понижений (рис. 1).

Древние долинообразные понижения выполнены осадочным комплексом различного возраста. На первичных каолинах залегают континентальные мезозойские отложения, встреченные в бассейне р. Уж у сс. Бондаревка, Ушица, Рафаловка, Мошна Рудня, а также в бассейне Ирши, где они описаны М. Ф. Векличем. Эти отложения сложены разнозернистыми песками, глинами с растительными остатками и вторичными каолинами. По гранулометрическому составу древние континентальные отложения представляют собой преимущественно гравелистые и крупнозернистые каолинистые пески (табл. 1).

Таблица 1

Гранулометрический состав верхнеюрских—нижнемеловых континентальных отложений (J_3—Cr_1)

№ линий	№ скважин	Глубина в *м*	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*												
			> 10,0	10,0—7,0	7,0—5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
1540	24	10,5—15,0	—	—	—	0,6	4,9	7,3	4,9	43,9	21,1	10,0	2,0	5,3		
1508	24	10,5—13,0	—	2,2	3,2	0,7	28,9	26,9	6,6	14,1	4,2	9,1	1,3	2,8		
1508	24	13,0—13,75	—	4,2	2,9	13,6	12,6	24,3	8,6	18,5	8,6	2,5	0,8	3,4		
1508	20	13,5—17,5	—	13,6	4,3	12,5	15,7	22,1	5,7	8,2	10,0	4,8	0,9	2,2		
1508	0,56	11,0—12,5	—	—	1,1	7,5	9,5	15,9	8,2	27,8	16,8	6,2	2,1	4,9		

Из приведенной таблицы видно, что содержание гравелистой фракции (>2,0 *мм*) изменяется в широких пределах от 0,6 до 28,9%, в среднем равно 7,5%; песчаные фракции (размером 2,0—0,05 *мм*) — от 2,5 до 43,9%, в среднем 13,5%, а более мелкие фракции — пылеватые и глинистые содержатся в этих отложениях в количестве от 0,8 до 5,3%, в среднем 2,6%. Сравнивая гранулометрический состав этих древнеконтинентальных отложений с четвертичными отложениями различных генетических типов, описание которых приведено ниже, видим их резкое отличие. Так, в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях четвертичного возраста преобладают среднезернистые фракции (51—83%). Существенным отличием является также наличие в четвертичных аллювиальных отложениях обломков кремня, находящихся здесь в результате размыва верхнемеловых морских осадков, и полное отсутствие кремней в доверхнемеловой континентальной толще. Окраска мезозойских континентальных песков светло-серая, темно-серая до черной. Очень характерна почти повсеместная примесь каолинистого материала и частично органического вещества, особенно в углистых глинах.

При визуальном описании этих отложений отмечается, что наряду с почти совершенно неокатанным обломочным материалом попадаются продолговатые и овальные, идеально окатанные гальки кварца. Указанное явление следует, очевидно, объяснить сносом материала различного генезиса. Важным отличительным признаком толщи мезозойских континентальных отложений является также наличие вторичных каолинов, образующих сравнительно маломощные линзы и прослои в нижней части

разреза. Более мощным и сплошным слоем они нередко прикрывают песчаные отложения в верхней части разреза.

По данным термического анализа, состав глинистых фракций первичных и вторичных каолинов в бассейне р. Уж одинаков и представлен каолинитом. Однако эндотермический эффект при 120—130° свидетельствует о том, что исследуемые образцы не мономинеральны, так как чистый каолинит этого эффекта не дает. Очевидно здесь (рис. 6) имеется примесь других глинистых минералов (гидрослюд).

Древнеконтинентальные отложения залегают непосредственно на коре выветривания кристаллических пород в пониженных участках поверхности кристаллического массива. Покрываются эти отложения кремнями верхнего мела (турон). Таким образом, условия залегания свидетельствуют о доверхнемеловом возрасте этой континентальной толщи.

Все образцы углистой глины дали большое количество пыльцы и спор в основном хорошей сохранности. Пыльца и споры темной окраски и мало прозрачны. Следов переноса спор водой и ветром в более позднее время не обнаружено, комплексы однородны как по сохранности, так и по видовому составу. Судя по тому, что в споро-пыльцевых комплексах присутствует пыльца древних голосеменных, очень большое количество спор мезозойских папоротников, которые в верхнем мелу уже не были так широко распространены, и потому, что отсутствует пыльца покрытосеменных, возраст глин, по мнению Е. Т. Ломаевой, можно определить как верхнеюрский—нижнемеловой.

По содержанию ильменита древнеконтинентальные мезозойские отложения являются наиболее богатыми (в среднем 6,2—30,6 *кг/м*^{3}) россыпями, которые в последующие геологические эпохи размывались и переотлагались, давая начало аллювиальным россыпям четвертичного возраста.

Мощность континентальных мезозойских (J_3—Cr_1) *отложений в бассейне р. Уж изменяется от 0,5 до 17,5 м, в среднем 1,9—5,3 м.*

На основании геоморфологического и общегеологического анализа, а также минералогических данных, континентальную мезозойскую россыпь ильменита можно отнести к аллювиальному и аллювиально-делювиальному генетическим типам верхнеюрских — нижнемеловых пород. Вполне вероятно, что эти древние континентальные россыпи имеют значительно более широкое распространение в пределах Украинского кристаллического щита и в процессе дальнейших геологоразведочных работ будут обнаружены не только в древних долинах, а и на водораздельных пространствах.

Во время трансгрессии верхнемелового моря, наступавшего на кристаллический щит с востока, значительная часть территории исследований была покрыта морскими водами, отложившими свои осадки. Морские трансгрессии способствовали развитию процессов абразии и аккумуляции, с которой и связано образование морских мезозойских россыпей ильменита за счет переотложения коры выветривания и континентальных мезозойских россыпей. Первая морская трансгрессия наступила в сеноманское время. Следы ее зафиксированы в геологической истории этого района в виде толщи глауконитовых песков мощностью 4—5 *м*, с макрофауной, определенной В. Я. Дидковским как *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., *Ostrea* sp. и др. Последовавшая за сеноманской, трансгрессия туронского моря затопила весь кристаллический щит. Туронское море отложило кремневые осадки.

Морские меловые отложения в бассейне р. Уж давно известны и описаны В. Д. Ласкаревым (1914), С. В. Бельским (1931), П. К. Заморием и В. Я. Дидковским (1947), Н. Т. Вадимовым и В. И. Шунько (1949—1950).

В. Д. Ласкарев впервые обнаружил меловые отложения в коренном залегании в долине р. Уж между сс. Мошна Рудня и Человка. Им были

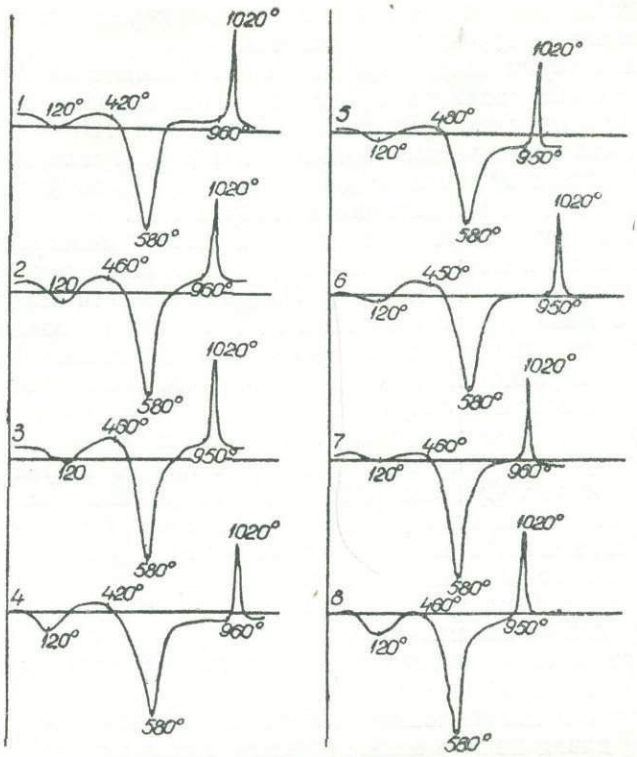


Рис. 6. Кривые нагревания первичных каолинов, мезозойских глин и вторичных каолинов.

с. Бондаревка (линия 1572): *1* — первичный каолин (скважина 0276, глубина 13,0—14,0 *м*); *2* — глина черная, каолинистая (скв. 0276, глубина 11,0—12,5 *м*); *3* — вторичный каолин (скв. 0260, глубина 9,5—11,0 *м*); *4* — глина каолинистая (скв. 0260, глубина 11,0—12,5 *м*); *5* — вторичный каолин (скв. 0260, глубина 12,5—13,5 *м*); с. Мошна Рудня (линия 1508): *6* — вторичный каолин (скв. 12, глубина 9,0—9,5 *м*); *7* — глина серая (скв. 20, глубина 7,5—10,0 *м*); *8* — глина буровато-коричневая (скв. 16, глубина 9,5—10,5 *м*).

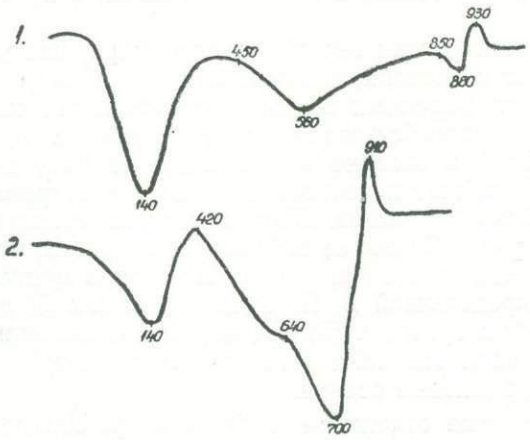


Рис. 6а. Результаты термического анализа глинистой фракции озерно-аллювиальных отложений.

1 — бейделлитовая глина (геологический разрез II—II, скв. 3840, глубина 31,0 *м*); *2*—бейделлито-монтмориллонитовая глина (геологический разрез II—II, скв. 4240, глубина 43,0 *м*).

обнаружены кремни и окварцованные известняки с фауной *Ventriculites* sp., *Bryozoa*, *Serpulae*, *Cidaris* sp., *Lima* sp., *Pecten* sp. и др. На основании этих находок указанные породы были отнесены к сеноманскому ярусу.

С. В. Бельский указывает на нахождение верхнемеловых отложений во многих пунктах как в бассейне р. Уж, так и за его пределами, относя их, как В. Д. Ласкарев, к сеноманскому ярусу.

Меловые отложения в долине р. Уж П. К. Заморием и В. Я. Дидковским констатированы в коренном залегании в сс. Мошна Рудня, Ушомир, Заречье, Могильно, Человка и Лугины. Граница распространения меловых отложений отодвинута ими значительно западнее к с. Рафаловка и установлено, что меловые отложения (окварцованные известняки) уцелели от размыва в виде небольшого островка в древнем долинообразном понижении между сс. Рафаловка и Мошна Рудня.

Геологосъемочными работами Украинского геологического управления, проводившимися Н. Т. Вадимовым и В. М. Шунько, оконтурены отдельные разобщенные площади распространения верхнемеловых отложений, сохранившиеся от размыва в пониженных частях рельефа кристаллического фундамента вдоль правого и левого берегов р. Уж. Островки верхнемеловых отложений обнаружены в районе с. Ушица, к югу от сс. Пугачевка, Сантарка, ст. Жунановка; крупный остров, разобщенный долиной р. Уж, встречен к востоку от м. Ушомир, два небольшие островка в районе с. Могильно и с. Белошица, на южной окраине г. Коростень.

По данным В. Я. Дидковского и П. К. Замория (1947), верхнемеловые отложения литологически представлены тремя фациями: 1) наиболее древними являются глауконитовые пески и подстилающие их глауконитовые суглинки, относящиеся к сеноманскому ярусу верхнего мела. Они встречены на южной окраине г. Коростень в урочище «Круча» и в с. Человка; 2) кремни, промежутки между которыми выполнены песком, содержащим глауконит и спикулы губок, пользуются наиболее широким распространением; 3) окварцованные известняки встречены только в районе с. Мошна Рудня.

Кремни и окварцованные известняки залегают непосредственно на кристаллических породах или на первичных каолинах, а в районе г. Коростень и с. Человка — на сеноманских глауконитовых песках. В. Я. Дидковский (1947) на основании определения фауны относит их к туронскому ярусу верхнего мела.

На участке между Ушомиром и Коростенем, а также в районе с. Лугины меловые отложения представлены кремнями светло-серого и черного цвета с желто-бурыми пятнами. Промежутки между кремнями заполнены мелкозернистым светло-серым с розоватым оттенком песком с незначительным количеством кварцевой гальки. П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947) высказывают предположение о эпигенетическом характере заполнения песком промежутков между кремнями.

Мощность меловых отложений в районе сс. Бондаревка и Белка изменяется от 1,5—2,0 до 6—10 *м*. В м. Ушомир толща меловых кремней не пройдена бурением на всю ее мощность и повидимому вскрыта лишь верхняя часть разреза.

Под меловыми кремнями залегают глауконитовые пески мощностью до 3,5 *м*. По данным механического анализа в этих песках преобладают крупные фракции (1,0—0,10 *мм*), составляющие 88,6%. Этот слой подстилается первичными каолинами.

Переотложенные кремни встречаются в аллювиальных отложениях пойменных террас бассейна р. Уж. Большое количество переотложенных кремней встречено также в моренных отложениях.

Морские россыпи ильменита в бассейне р. Уж связаны с отложе-

ниями сеноманского и туронского возраста. В сеноманских глауконитовых мелко- и разнозернистых песках содержание ильменита на отдельных участках (с. Рафаловка) достигает 5—10 *кг/м*³. Слой кремней туронского возраста менее богат ильменитом и содержит его в среднем 0,1—1,4 *кг/м*³; лишь в отдельных местах (район Ушомира) выявлены очень высокие содержания ильменита — 50—100 *кг/м*³, очевидно, связанные с размывом богатых ильменитом древнеконтинентальных отложений, или же, что вполне вероятно, вмывом ильменита в пески из аллювиальных отложений (иллювиальная россыпь).

После регрессии туронского моря, связанной с тектоническими поднятиями, начинается новый этап континентального развития рельефа, во время которого происходит разрушение и переотложение осадочной толщи и денудация отдельных останцев кристаллических пород. Из континентальных отложений третичного времени Ф. А. Станиславский (1951), изучавший флору песчаников, отмечает их местонахождения в сс. Могильно, Рудня Барановская, Лысуха, Карпиха, Кочетин и др. По его данным, песчаники Карпихи, Точильницы и Кочетина относятся к нижней части полтавской свиты, а песчаники сс. Рудня Барановская и Могильно — к бучакскому ярусу. Континентальный режим на территории исследований, длившийся до верхнеэоценового времени, сменился морской трансгрессией с востока, начавшейся в киевский век.

Отложения киевского яруса встречены в виде отдельных островков, расположенных у с. Хотиновка в районе г. Коростень, к северу от него, а также в с. Плещевка и на левом берегу р. Жерев севернее с. Млыны. Залегают они на кристаллических породах, первичных каолинах и вторичных каолинах. Прикрываются более молодыми третичными образованиями или четвертичными отложениями. Отложения киевского яруса представлены двумя фациями: мелководной или прибрежной (плотные опоковидные, зеленовато-серые и серые кремнистые песчаники с фауной), а также мергелями, мергелистыми глинами, песчанистыми глинами и песками. Прибрежная фация имеет в основном островное залегание на кристаллическом щите, а глубоководная повсеместно наблюдается к востоку от него. Под опоковидными песчаниками и разнозернистыми песками киевского яруса в 1 *км* выше х. Россоховский на правом берегу р. Уж встречены глауконитовые крупно- и разнозернистые пески без органических остатков, которые условно отнесены к бучакско-киевскому ярусу. Опоковидные песчаники встречены также на левом берегу р. Уж, начиная от лесничества и далее вниз к х. Нижний Тартак.

Эоценовое море сменилось олигоценовым или харьковским морем, о чем свидетельствует наличие глауконитовых песков. Отложения харьковского яруса в пределах района исследований встречаются в виде изолированных останцев (сс. Немировка, Шатрище, Плещевка). Морфологически эти отложения представлены зеленовато-серыми, иногда с охристым оттенком песчаниками, содержащими значительное количество глауконита. Глауконитовые песчаники сс. Немировка—Шатрище и Воронево залегают на разрушенных биотитовых гнейсах и покрыты тонким слоем современной почвы; они имеют мощность около 1,0—1,5 *м*. Иногда под тонким слоем разрушенного песчаника залегает зеленовато-серый с желтоватым оттенком, слабо глауконитовый глинистый песок (возле сс. Шатрище, Пашины). Глауконитовый песчаник с отпечатками фауны встречен на северо-восточной окраине г. Коростень.

В шлихе из светло-серого харьковского песчаника окрестностей с. Шатрище—Немировка тяжелые минералы встречены в незначительном количестве.

После регрессии харьковского моря, наступившей в конце палеогена, на территории исследований снова устанавливается континентальный режим. Начиная с конца палеогена и на протяжении всего неогена, по

предположению В. Д. Ласкарева, существовали отдельные разобщенные бассейны, в которых, повидимому, отлагались полтавские пески, а затем пестрые глины (рис. 5).

Отложения полтавской свиты на исследованной территории встречены в виде отдельных островков песков и песчаников, залегающих на кристаллических породах, первичных каолинах и реже на отложениях харьковского яруса. В кровле полтавских отложений залегают пестрые глины или четвертичные отложения. Выходы на дневную поверхность пород полтавской свиты наблюдаются на берегах рр. Уж и Жерев, а также на водораздельных пространствах, где местами они сохранились в виде эрозионных останцев, как, например, гора Точильница возле ст. Ушица и гора Лысуха в окрестностях с. Бараши. Полтавские отложения здесь представлены белыми, большей частью мелкозернистыми каолинистыми песками и рыхлыми, реже сливными песчаниками. Пески встречены в сс. Усолусы, Ушица, Человка, Сынгаи, Вязовка, Игнатполь, Лугины и в ряде других пунктов. В искусственных шлихах из полтавских песчаников гор Лысуха и Точильница содержание тяжелых минералов, по данным А. Я. Хатунцевой, очень низкое.

Пестрые глины в пределах исследованной территории имеют ограниченное распространение и приурочены к восточной части района — району плато. Встречены они на левом берегу р. Жерев севернее сс. Игнатполь, Вязовка, а также к востоку от сс. Межиричка, Барды, Немировка. Пестрые глины залегают на размытой поверхности вторичных каолинов и на полтавских отложениях (рис. 5). В кровле их лежат озерно-аллювиальные четвертичные отложения. Мощность пестрых глин колеблется от 30 до 16 *м*, средняя мощность 6 *м*.

В толще пестрых глин М. И. Ожегова (1928) выделяет два основных горизонта: нижний, представленный зеленовато-серыми и буровато-серыми глинами с редкими охристыми пятнами и разводами, и верхний, представленный пестроокрашенными (с преобладанием красно-бурых тонов) глинами, содержащими мелкие FeMn бобовины. Отложения пестрых глин М. И. Ожегова приурочивает к морским замкнутым, впоследствии опресненным бассейнам, в которых и отлагались глины. В шлихах из пестрых глин, по определению А. Я. Хатунцевой, тяжелые минералы обнаружены в небольшом количестве.

Из приведенных выше данных видно, что формирование рельефа и аккумуляция толщи осадочных отложений и связанных с ними россыпей ильменита в дочетвертичное время зависело в основном от источников сноса, а также от таких факторов: тектоники, денудации, эрозии, абразии и аккумуляции, преобладающих в том или ином отрезке времени и накладывающихся или чередующихся между собой процессах.

На протяжении четвертичного периода продолжала формироваться выработанная ранее денудационная равнина, изменялась гидрографическая сеть и происходила водно-ледниковая и ледниковая эрозия и аккумуляция.

Четвертичные отложения в районе верхнего и среднего течения р. Уж характеризуются континентальным происхождением. Они имеют повсеместное распространение и как наиболее молодые образования залегают в виде почти сплошного покрова на более древних отложениях. Отсутствуют они только в местах выходов дочетвертичных пород. Мощность четвертичных отложений на территории исследований изменяется в широких пределах от нескольких сантиметров до 25—30 *м*, причем минимальные мощности толщи четвертичных отложений обычно приурочены к повышенным участкам поверхности кристаллического фундамента, а максимальные—к району плато, где кристаллические породы находятся на значительной глубине. В толще четвертичных отложений наблюдается значительное разнообразие литологического состава. Здесь встречаются пески различной зернистости (от мелкозернистых до гравий-

но-галечниковых и валунных), супеси, суглинки (валунные и тонкослоистые озерные), глины, каолины, торф.

Четвертичные отложения представлены следующими генетическими типами: аллювиальным, ледниковым, водно-ледниковым, озерно-аллювиальным, элювиальным, элювиально-делювиальным и эоловым (см. карту четвертичных отложений на рис. 7).

По стратиграфической схеме В. Г. Бондарчука (1955) толща четвертичных отложений описываемого района относится к двум ярусам: днепровскому и припятьскому. В днепровский ярус входит весь комплекс отложений, связанный с днепровским оледенением (подморенные флювиогляциальные отложения, морена и надморенные флювиогляциальные отложения). К припятьскому ярусу здесь относится только верхняя часть надморенных флювиогляциальных отложений, не всегда отличимая от подстилающих ее осадков того же генезиса.

В истории формирования рельефа и осадконакопления в бассейне р. Уж в четвертичное время прослеживается несколько этапов.

Первый этап относится к началу четвертичного периода.

Вслед за отступанием неогенового моря на восток, на суше образовывалась гидрографическая сеть, которая, по Д. Н. Соболеву (1931), была близка к современной, но отличалась направлением стока. Седиментация раннечетвертичных отложений происходила в условиях слабо расчлененного рельефа. На полесской низменной равнине выполнялись отдельные понижения, озерные котловины и речные долины. Отложения нижнего отдела четвертичного периода на территории исследований пока не встречены, а для территории всего Полесья сведения о них очень ограничены и поэтому восстановить историю этого отрезка времени, в частности для бассейна р. Уж, довольно трудно. В условиях континентального режима очевидно происходило выветривание обнажавшихся дочетвертичных пород и переотложение осадков и продуктов разрушения в топографически более низкие места; на склонах долинообразных понижений и на отдельных возвышенных участках имели место делювиальные процессы. В речных долинах происходила эрозия и аккумуляция, следы которых, следует предполагать, в последующую эпоху были уничтожены.

Второй этап развития рельефа и осадконакопления относится к эпохе днепровского оледенения, вызвавшего на различных своих стадиях резкие изменения физико-геологических условий. Приближение ледника повлекло за собой появление большого количества вод, затопивших как речные долины, так и значительную часть водоразделов.

Водно-ледниковые отложения в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж имеют большое площадное распространение. Среди них различают подморенные и надморенные водно-ледниковые отложения. Подморенные связаны с периодом наступания днепровского (рисского) ледника и пользуются значительным распространением. Они залегают на породах различного генезиса и возраста. Эти отложения представлены разнозернистыми, реже среднезернистыми песками с гальками кремней, гранита, песчаников и других пород, размером до 2—5 *см* в диаметре, а иногда с валунами до 10 *см* в диаметре. В толще песков изредка встречаются прослои или линзы суглинков и супеси. Гранулометрический состав водно-ледниковых отложений характеризует табл. 2.

Выполняя замкнутые понижения, водно-ледниковые потоки давали начало образованию озерно-аллювиального типа осадков, встреченных нами на водоразделе Уж—Ирша (рис. 4) и представленных серыми или серовато-желтыми тонкозернистыми суглинками с прослоями мелкозернистого песка и светло-серой глины, с мелкими валунчиками красного гранита, полевого шпата, кварца, а также с органическими остатками, известковыми конкрециями и железисто-марганцевыми бобовинками. В нижней части слоя количество карбонатов увеличивается и наблю-

Таблица 2

Гранулометрический состав водно-ледниковых отложений

№ линий	№ скважин	Глубина в *м*	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*													Примечание
			> 10,0	10,0—7,0	7,0—5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
1508	64	1,0— 4,0	—	—	—	—	—	1,0	1,9	83,8	10,0	2,2	0,4		0,7		А. П. Ромоданова (1955)
1508	64	4,0—15,0	—	—	—	—	—	0,4	2,2	59,8	30,0	5,5	0,7		1,4		
х. Россоховский	11	7,7— 9,2	2,10	—	—	—	—	—	40,20		45,05		4,0		8,75		П. К. Заморий, В. Я. Дидковский (1947)
х. Россоховский	11	10,2—11,3	2,49	—	—	—	—	—	7,51		74,65		2,65		12,7		
с. Жерев	139	1,3— 2,2	4,50	—	—	—	—	—	45,84		41,36		2,10		6,0		

Таблица 3

Гранулометрический состав озерно-аллювиальных подморенных отложений

Местоположение	№ скважин	Глубина взятия образца	Название породы	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*						
				0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Междуречье Уж—Ирша										
Разрез I—I	320	5,30	Тяжелый суглинок	—	0,7	9,0	52,7	9,5	17,2	10,9
Разрез II—II	3040	4,0	Глина	0,7	1,2	9,0	33,1	16,8	25,8	13,4
Разрез II—II	3040	9,6	Тяжелый суглинок		0,7	8,4	56,1	12,4	16,2	6,2

даются отдельные конкреции $CaCO_3$ до 3—4 *см* в диаметре. Механический состав озерно-аллювиальных отложений характеризует табл. 3.

Из приведенной таблицы видно, что озерно-аллювиальные отложения представлены тяжелыми суглинками и глинами.

Следует отметить, что более глинистый состав толщи озеро-аллювиальных отложений наблюдается в юго-восточной части плато, в то время как в западном и северном направлениях механический состав этих отложений более песчаный. Это дает основание предполагать, что водно-ледниковые потоки направлялись с северо-запада на юго-восток. Потоки были медленными, так как отложенный ими материал не содержит крупных обломков. Площадь, занимаемая водоемом, в котором отложились эти осадки, была значительной. Местами мощность озерно-аллювиальных отложений достигает 25 *м*. Эти отложения залегают в большинстве случаев на пестрых неогеновых глинах и лишь там, где последние размыты, они залегают на полтавских песках или на вторичных каолинах. Наибольший размыв дочетвертичных отложений в пределах плато наблюдается в районе скважины 1320 (рис. 5), где в профиле четко вырисовывается речная долина. Эти озерно-аллювиальные отложения залегают обычно под слоем морены, что свидетельствует о выполнении озеровидных впадин до наступления максимального оледенения. Минералогический состав глинистой фракции озерно-аллювиаль-

ных отложений по данным термического анализа, произведенного А. М. Денисовым, представлен бейделитом и бейделито-монтмориллонитом (рис. 6).

Результаты анализов спорово-пыльцевого состава образцов озерно-аллювиальных отложений из скважины № 3040, произведенных Е. Т. Ломаевой, показали бедность их пыльцы и спор, хорошую сохранность, малую минерализацию и содержание пыльцы исключительно четвертичного возраста, в то время как исследование образца из толщи аллювиально-озерных отложений, залегающих на размытой поверхности вторичных каолинов показало, что наряду с явно четвертичными формами голосеменных и покрытосеменных встречаются споры папоротников (*Osmunda, Maratticeae*) более древнего возраста.

Аллювиальные отложения на территории исследований распространены в речных долинах р. Уж и его притоков. Эти отложения представлены обычно песками различной зернистости (с галькой кристаллических и осадочных пород), супесью, суглинками, реже глиной, торфом. Возраст аллювиальных отложений из-за отсутствия фаунистических находок определялся нами по геоморфологическому принципу — по возрасту террас, в состав которых входят аллювиальные отложения. В долине р. Уж наиболее древние аллювиальные отложения относятся к среднему отделу четвертичного периода или к днепровскому ярусу стратиграфической схемы В. Г. Бондарчука. Эти отложения слагают вторую надпойменную террасу и представлены в основном разнозернистыми, реже крупнозернистыми серыми песками с гальками кристаллических и осадочных пород, иногда с прослоями супеси и суглинков. Мощность этих отложений, по данным бурения 1954 г. изменяется от 1,5 до 7,0 *м*, средняя мощность 4—5 *м*. Подстилаются эти аллювиальные отложения первичными каолинами или меловыми кремнями. Следовательно, с ними могут быть связаны россыпи ильменита. По имеющимся буровым данным среднечетвертичные аллювиальные отложения обнаружены на небольшом участке, расположенном северо-западнее м. Ушомир. Содержание ильменита в них изменяется от знаков до 15,8 *кг/м*^{3}.

В период максимального днепровского (рисского) оледенения почти вся территория исследования была покрыта льдом, за исключением участка, расположенного западнее линии Синявка—Рудня Барановская—Баскаки—Гулянка—Лугины—Степановка. Во время продвижения ледника на юг реки подпруживались ледником, воды выполняли речные долины и заливали наиболее пониженные участки. К этому периоду относится выработка проходных долин на водоразделе Уж—Ирша.

Основные черты ледникового рельефа образовались в результате аккумуляции моренного материала. В долине р. Уж выходы морены наблюдаются в районе сс. Пугачевка, Ушомир, Заречье, Рудня Могилянская, Могильно, Человка, Барды, Дедковичи, Лугины, Народичи, х. Россоховский и др. С поверхности морена залегает обычно в виде холмов, в основании сложенных кристаллическими породами. В большинстве же встреченных пунктов морена лежит под толщей надморенных флювиогляциальных отложений и в рельефе не выражена.

Ледниковые отложения в районе исследований представлены мореной, которая сохранилась от размыва лишь в виде отдельных островков. По гранулометрическому составу морена представлена валунными суглинками, супесями и глинистыми песками (табл. 4).

Из приведенной таблицы следует, что в составе морены существенное значение имеют фракции размером от 1,0 до 0,05 *мм*. Крупные валуны почти не встречаются. Морена содержит валуны кристаллических пород (гранитов, гнейсов, габбро) и обломков осадочных пород (кремней, известняков, песчаников и др.) размером до 5 *см* в диаметре.

Тяжелая фракция шлихов из образцов морены, по данным П. К. За-

Таблица 4

Механический состав ледниковых отложений (морены)

Местоположение обнажений	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*													Примечание
	10,0—7,0	7,0—5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
2 *км* на юг от с. *Лугины* по дороге на *Коростень*	—	—	—	—	—	1,6	13,3	60,2		9,2	5,9	4,8	5,0	
с. Глухово, слева от дороги Белокоровичи — Коростень (глубина 0,5 *м*)	—	—	0,8	3,0	49,0	13,7	22,4	7,2	2,5	0,3		1,1		
с. Глухово, слева от дороги Белокоровичи — Коростень (глубина 1,2 *м*)	—	—	2,3	1,8	12,4	14,4	31,8	9,7	9,8	9,3		8,5		
Северная окраина г. Олевск, вправо от дороги на Сушаны	—	—	—	—	—	13,4	33,9	18,0	8,4	9,4	4,3	7,9	4,7	Институт геологических наук АН УССР (по образцам А. П. Ромодановой)
с. Барды-Межиричка	—	—	—	—	—	—	11,9	3,1	36,6	21,2	6,5	12,4	8,3	
У с. Барды (на левой стороне озера)	—	—	—	—	—	—	33,9	15,0	10,4	14,9	12,1	8,1	5,6	
Южная окраина с. *Могильно* (в 1 *км* от села)	—	—	—	—	—	3,4	28,0	18,5	16,4	15,1	3,2	6,7	8,7	
В 700 *м* от юго-восточной окраины с. Сарановичи	—	—	—	—	—	10,7	26,5	20,4	10,7	16,8	4,3	4,8	5,5	
с. Народичи, скважина 136, глубина 2,0—2,3 *м*	—	—	—	—	—	28,10		24,62		5,10	10,15	17,12	4,41	П. К. Заморий и В. Я. Дидковский (1947)

мория и В. Я. Дидковского (1947), состоит главным образом из ильменита, в меньшей степени лейкоксена, граната, ставролита, циркона, рутила, эпидота, топаза, лимонита, роговой обманки и др. В шлихах из морены из разрезов, приведенных на рис. 6, по данным А. Я. Хатунцевой, минералы тяжелой фракции отличаются как различной степенью окатанности вплоть до совсем неокатанных, так и различными размерами от мелких до довольно крупных (0,5—0,7 *мм*). Минералогический состав морены по данным шлихового анализа, в основном повторяет минералогический состав подстилающих ее водно-ледниковых песков. Однако россыпи ильменита к этому генетическому типу не приурочены. Содержание ильменита в моренных отложениях незначительное (в основном «знаки») и только в районе с. Рудня Белоцкая увеличивается до 4 *кг/м*^{3}.

Третий этап развития рельефа и осадконакопления в четвертичном периоде начинается со времени отступания ледника на север и характеризуется преобразованием рельефа талыми водами ледника, выработкой новой гидрографической сети, а также эрозионной и аккумулятивной деятельностью в речных долинах.

Надморенные водно-ледниковые отложения в бассейне р. Уж связаны с периодом отступания днепровского (рисского) ледника. Частично эти породы размыты водно-ледниковыми потоками последующего оледенения и на них отложились более поздние флювиогляциальные отложения, которые расчленить не всегда представляется возможным. Надморенная толща представлена преимущественно песками, реже суглинками. Пески имеют светло-серую или желто-серую окраску, переходящую местами в желто-бурую, или содержат линзы желто-охристого цвета.

По содержанию ильменита надморенные флювиогляциальные отложения значительно беднее, чем подморенные. Россыпи ильменита, связанные с надморенными водно-ледниковыми отложениями в бассейне р. Уж, не известны.

Четвертый этап развития рельефа и осадконакопления относится к полесскому ледниковому времени. Эта стадия (Полесско-Валдайская по К. К. Маркову) оставила конечные морены за пределами УССР, но роль ее в формировании Полесья очень велика. Основные контуры современной гидрографической сети на территории Полесья, а, следовательно, и в бассейне р. Уж, сформировались в эту ледниковую эпоху. Массы талых ледниковых вод поступали и выполняли речные долины и пониженные участки водораздельных пространств. Комплекс осадков, образовавшийся в это время и представленный песчаными и суглинистыми породами, В. Г. Бондарчук выделяет в полесский ярус. На протяжении полесского времени в бассейне р. Уж сформировалась первая надпойменная терраса, пользующаяся значительным распространением в долине р. Уж и ее притоков. Аллювиальные отложения, слагающие первую надпойменную террасу, представлены в основном разнозернистыми песками с прослоями суглинков, супеси и редкими линзами и прослоями глин. Гранулометрический состав этих отложений характеризуют данные, приведенные в табл. 5.

Минералогический состав аллювиальных отложений первой надпойменной террасы отличается значительным разнообразием минералов тяжелой фракции.

По содержанию ильменита в аллювиальных отложениях выдержанности ни по вертикали, ни по горизонтали не наблюдается. Повышенные концентрации ильменита (до 30—130 *кг/м*^{3}) прослеживаются в аллювии, залегающем на морских меловых россыпях (с. Ушомир). На остальных участках содержание ильменита в аллювиальных отложениях первой надпойменной террасы не превышает 1,7 *кг/м*^{3}.

После отступания полесского ледника юго-западная часть Русской платформы вступила в стадию преимущественно восходящих колебательных движений, что привело к усилению эрозии и дальнейшему осад-

Таблица 5

Результаты определения гранулометрического состава аллювиальных отложений первой надпойменной террасы (Q^{al}_{III}) р. Уж

№ линий	№ скважин	Глубина *м*	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*													
			> 10,0	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
1540	24	0,25—1,5	—	—	—	—	0,6	2,7	8,1	59,6	15,9	7,7	3,3	2,1		
„	24	1,5 —3,0	22,0	0,1	0,2	1,5	1,3	6,6	7,0	32,4	6,8	7,7	6,7	7,7		
1508	24	0,5 —1,5	—	—	—	—	1,5	12,7	12,1	51,1	5,2	15,2	0,6	1,6		
„	24	1,5 —3,0	—	—	—	—	0,7	9,8	14,2	57,8	0,9	15,9	0,2	0,5		
„	24	3,0 —4,75	—	—	—	—	—	2,1	3,9	34,0	41,9	12,4	3,3	2,4		
1392	032	10,5 —11,0	—	—	—	—	0,5	10,0	16,0	17,5	4,4	3,6	11,3	8,4	12,3	16,0
Обнажения у юго-западной окраины с. Человка			—	—	—	—	—	—	4,5	34,2	47,7		6,2	2,4	5,0	

конакоплению в речных долинах. Эта стадия и знаменует переход к новому отрезку времени — голоцену.

Пятый этап развития рельефа и осадконакопления в четвертичном периоде характеризуется окончательным формированием основных черт современного рельефа территории исследований, а также процессами эрозии, аккумуляции, выветривания и денудации, направленность и интенсивность которых обусловлена тектоническими особенностями, геологическим строением, климатическими условиями и деятельностью человека.

В этом отрезке времени в долине р. Уж и ее притоков происходит формирование поймы. Слагающие ее аллювиальные отложения характеризуются значительной невыдержанностью литологического состава как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Они представлены песками различной зернистости от мелкозернистых до гравийных с примесью галек кристаллических и осадочных пород. Последние в некоторых районах (с. Ушомир) содержат меловые кремни, роговики, реже окварцованные известняки. Подчиненную роль в сложении толщи пойменного аллювия играют суглинки, глины, прослои вторичного каолина, реже торфа. По цвету аллювиальные отложения современного отдела преимущественно серые, желто-серые, иногда с зеленоватым оттенком, при обогащении органическими остатками — черные и буровато-черные. Суглинки, супеси и глины в толще песка обычно встречаются в виде линз или прослоев незначительной мощности. Гранулометрический состав современных аллювиальных отложений характеризует табл. 6.

Из приведенных данных видно, что в отложениях современного аллювия преобладают фракции 1,0—0,25 и 0,25—0,05 *мм*, остальные — играют подчиненную роль.

Мощность современных аллювиальных отложений изменяется в широких пределах от 0,5 до 16 *м*. Минимальная мощность наблюдается в местах неглубокого залегания кристаллического фундамента.

Содержание ильменита в современных аллювиальных отложениях р. Уж изменяется от 1,5 до 14 *кг/м*^{3}. Повышение содержания в пойменном

Таблица 6

Гранулометрический состав современных аллювиальных отложений (Q_{IV}^{al})

	Глубина в *м*	Гранулометрический состав в %, фракции в *мм*														Примечание
		> 10,0	10,0—7,0	7,0—5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
р. Каменка (*пойма*), *Л-96, скв. 32*	0,0 — 1,0	—	—	—	—	1,3	2,9	6,8	49,1	21,4	8,9	6,4	3,2	—	—	А. П. Ромоданова (1954)
»	1,0 — 3,0	—	—	—	—	—	—	8,2	35,8	18,4	13,3	18,7	5,6	—	—	
»	3,0 — 4,5	—	—	—	—	—	—	4,2	28,3	22,4	13,6	22,0	2,5	3,9	3,1	
»	4,5 — 6,0	—	—	—	—	—	—	3,2	24,3	11,8	16,7	29,3	4,8	5,4	4,5	
»	6,0 — 7,0	—	—	—	—	—	—	5,0	3,0	2,1	6,0	26,4	15,1	20,7	21,7	
»	7,0 —10,0	—	—	—	—	—	—	—	23,9	37,7	8,0	9,6	6,2	9,8	4,8	
»	10,0 —10,5	—	—	—	—	—	—	—	15,8	12,9	16,8	32,2	3,5	15,4	3,4	
»	10,5 —12,0	—	—	—	—	—	—	2,0	10,7	13,9	14,9	23,2	10,6	13,6	11,1	
»	12,0 —13,5	—	—	—	—	—	—	—	9,0	11,6	11,0	33,6	10,5	16,2	8,1	
Правый берег р. Шестень (с. Васьковичи), Л.-32, скв. 4	0,25— 1,5	—	—	—	—	—	0,3	1,9	28,1	22,2	23,3	17,4	6,8	—	—	
»	1,5 — 2,0	—	—	—	—	—	18,1	18,7	39,3	9,6	4,2	4,0	6,1	—	—	
»	2,0 — 2,5	—	—	—	—	—	—	10,8	32,0	14,0	12,5	15,5	15,0	—	—	
»	2,5 — 3,5	—	—	—	—	—	—	18,5	39,9	15,0	7.5	9,7	9,4	—	—	
р. Уж, Л.-1540, скв. 4	3,0 — 4,0	10,5	2,4	1,4	2,1	1,6	5,9	3,8	51,9	11,2	5,1	2,2	1,9	—	—	
с. Ушомир, скв. 2	1,25— 1,50	—	—	—	—	—	—	49,30		33,60		2,40	—	14,7	—	П. К. Заморий, В. Я. Дидковский (1947)
х. Россоховский, скв. 12	0,15— 0,8	—	—	—	—	—	—	58,65		36,40		2,55	—	2,40	—	
»	1,5 — 1,7	—	—	—	—	—	—	34,0		55,55		3,55	—	11,90	—	
»	2,3 — 4,7	—	—	—	—	—	—	25,55		40,04		6,55	—	27,56	—	
»	8,3 — 9,5	—	—	—	—	—	—	11,15		75,4		2,3	—	11,15	—	
х. Россоховский, скв. 15	0,7 — 2,6	—	—	—	—	—	—	27,2		40,05		3,95	—	28,80	—	
х. Россоховский, скв. 18	3,0 — 3,2	—	—	—	—	—	—	46,55		46,30		1,30	—	5,85	—	
с. Дедковичи, скв. 9	2,4 — 3,10	—	—	—	—	—	—	49.9		37,15		3,70	—	19,25	—	
»	5,0 — 5,3	—	—	—	—	—	—	57,55		34,55		1,90	—	6,0	—	

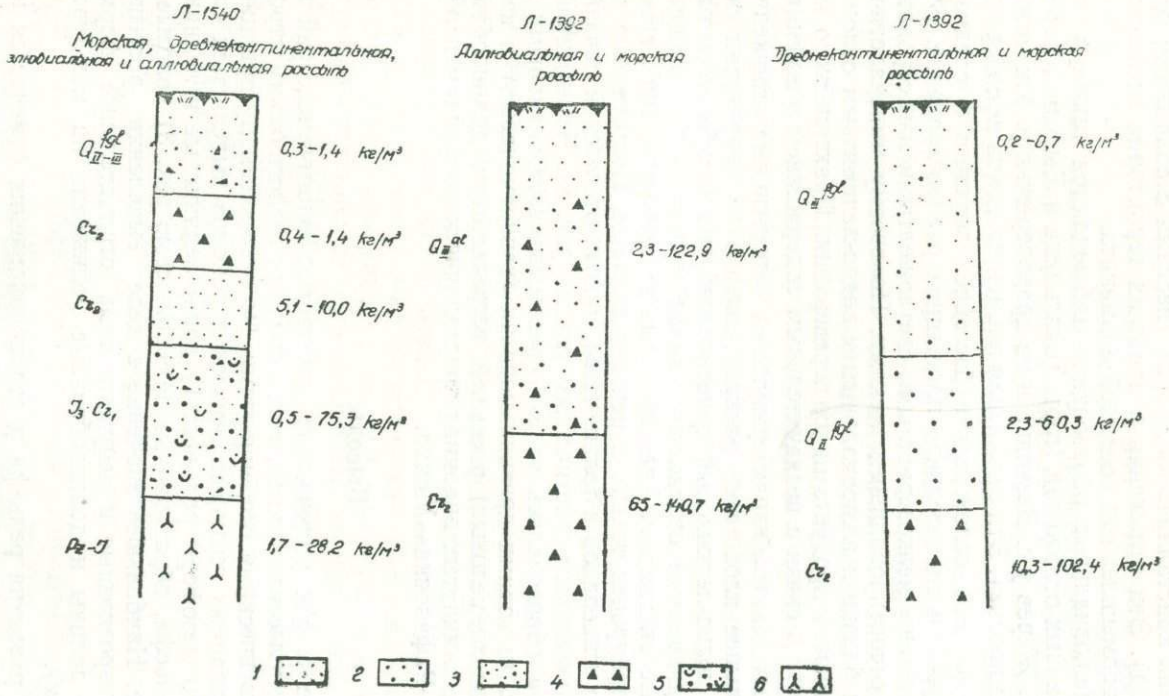


Рис. 8. Сводные литолого-стратиграфические колонки, характеризующие литологию, условия залегания и содержания ильменита в россыпях бассейна р. Уж:

1 — песок мелкозернистый зеленовато-серый глауконитовый; *2* — песок мелко- и среднезернистый, серовато-желтый, иногда с обломками кремней; *3* — песок разнозернистый желтовато-серый с мелкими гальками кварца, гранита и кремней; *4* — кремни серовато-желтые, ноздреватые с песком; *5* — песок крупнозернистый, светло-серый, каолинистый, с неокатанными обломками и отдельными хорошо окатанными гальками кварца; *6* — кора выветривания кристаллических пород (первичные каолины).

аллювий наблюдается также в местах вреза речной долины в ильменитоносную кору выветривания или в богатые мезозойские россыпи.

Незначительное распространение имеют современные элювиально-делювиальные образования. Они встречены на территории исследований в пределах равнины полесского типа, где наблюдаются выходы коростенских гранитов на дневную поверхность. Этот генетический тип четвертичных отложений представлен дресвой кристаллических пород, залегающей на месте ее образования и переотложенными на склонах продуктами разрушения кристаллических пород (песками с обломками кристаллических пород). Эти отложения в пределах территории исследований не образуют промышленных россыпей ильменита.

Элювиально-делювиальные образования наблюдаются также в местах выходов третичных отложений (горы Точильница и Лысуха, а также на левом берегу р. Жерев у с. Вязковка и на правобережьи р. Уж между сс. Шатрище и Немировка). Эти отложения ильменита почти не содержат.

Современные эоловые отложения в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж имеют незначительное площадное распространение. Эти отложения представлены мелкозернистыми светложелтыми или сероватожелтыми хорошо отсортированными песками. По своему минералогическому составу они близки к аллювиальным и водно-ледниковым отложениям, так как являются продуктами их перевевания. Практического интереса они не имеют в связи с незначительным содержанием ильменита.

Из приведенных данных, характеризующих четвертичные отложения, видно, что наибольшее площадное распространение на территории исследований имеет водно-ледниковый, генетический тип (особенно надморенные флювиогляциальные отложения), затем морена и подморенные флювиогляциальные отложения. Аллювиальный генетический тип в своем распространении приурочен только к речным долинам. Повышенные содержания тяжелых минералов в толще четвертичных отложений связаны в основном с аллювиальным генетическим типом (рис. 8). Четвертичные россыпи ильменита образовались за счет перемыва аллювиальными и флювиогляциальными водами древних морских (верхнемеловых) и континентальных (доверхнемеловых) россыпей, встреченных в долинообразных понижениях и замкнутых впадинах кристаллического фундамента на участке Ушомир—Рафаловка—Ушица.

Выводы

1. В бассейне р. Уж установлено два геоморфологических района (плато и равнина полесского типа), отличающиеся геологическим строением и геоморфологическими особенностями. По генетическому принципу на территории указанных геоморфологических районов выделяются следующие комплексы мезоформ рельефа: 1) водно-ледниковые и ледниковые, 2) формы рельефа, образованные деятельностью рек, 3) эоловые и 4) денудационные. Наибольшее значение в деле выявления россыпей ильменита имеют эрозионные и денудационные отрицательные формы рельефа (речные долины и долинообразные понижения на междуречных пространствах).

2. В истории развития рельефа и осадконакопления отмечается несколько этапов, с которыми связано формирование россыпных месторождений ильменита. В общем отмечается относительное обеднение более молодых россыпей ильменита по сравнению с более древними. Однако в отдельных случаях имело место некоторое обогащение более молодых отложений за счет перемыва очень богатых древних, в основном мезозойских, россыпей ильменита.

3. Образование россыпей ильменита в бассейне р. Уж обусловлено рядом факторов: характером размещения ильменитсодержащих кристаллических пород, условиями их разрушения, геоморфологическими осо-

бенностями района, характером переноса и переотложения продуктов разрушения в различные периоды геологической истории.

4. На территории исследований выделены континентальные верхнеюрские — нижнемеловые и четвертичные, а также морские верхнемеловые россыпи ильменита.

Континентальные россыпи ильменита по сравнению с морскими имеют значительно большее распространение. Среди них выделяются следующие генетические типы: элювиальный, аллювиальный и аллювиально-делювиальный.

5. Древние элювиальные россыпи в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж связаны преимущественно с основными породами (габбро и габбро-лабрадоритовыми). Они встречены в районе сс. Барды, Межиричка, Васьковичи и др. Содержание ильменита в элювии основных пород лежит в пределах 5—51 *кг/м*^{3}, а иногда достигает 125 *кг/м*^{3} (с. Васьковичи). Значительно меньшие содержания ильменита встречены в элювии коростенских гранитов (1,0—2,9 *кг/м*^{3}, изредка до 20,6 *кг/м*^{3}) (с. Холосно). Повышенные содержания ильменита в коре выветривания кислых пород обнаружены также в районе с. Рафаловки. Элювий древнего гнейсово-мигматитового комплекса характеризуется знаками ильменита.

6. К аллювиально-делювиальному генетическому типу относятся россыпи ильменита верхнеюрского и нижнемелового возраста в районе сс. Мошна Рудня, Рафаловка, Ушица, Бондаревка, где они приурочены к древним долинообразным понижениям (частично унаследованным современной долиной р. Уж), выполненным каолинистыми гравелистыми ильменитсодержащими песками, переходящими вверху в песчано-глинистые отложения с прослоями углистых глин. Содержание ильменита в аллювиально-делювиальных отложениях изменяется от 2,0 до 30,6 *кг/м*^{3} при мощности слоя от 0,5 до 17,5 *м*. Эти россыпи являются наиболее богатыми, но залегают они в виде островов, уцелевших от последующего размыва.

7. Аллювиальные россыпи, связанные с отложениями первых надпойменных террас и пойм современных долин и образовавшиеся за счет перемыва древних россыпей и коры выветривания, установлены на некоторых участках р. Уж (с. Ушомир) и ее притоков (р. Шестень). В районе с. Ушомир ильменитсодержащая аллювиальная толща сложена разнозернистыми песками с обилием кремневой слабо окатанной гальки. Среднее содержание ильменита здесь 49,6 *кг/м*^{3} при мощности слоя 8,0 *м*. Вскрыша представлена аллювиальными мелкозернистыми песками с небольшим количеством кремней и средним содержанием ильменита 3,5 *кг/м*^{3}. На остальных участках долины р. Уж аллювиальные отложения значительного интереса не представляют, в связи с малым содержанием ильменита (в среднем 0,5—2,7 *кг/м*^{3}).

8. Морские верхнемеловые россыпи встречены в бассейне верхнего течения р. Уж в районе сс. Бондаревка, Рафаловка и Ушомир, где содержание ильменита, связанное с верхнемеловыми (туронскими) кремнями и сеноманскими песками, изменяется в очень широких пределах — от знаков до 140,7 *кг/м*^{3}.

9. Богатая россыпь, обнаруженная на правом берегу р. Уж в районе с. Ушомир, представляет собой сложную россыпь ильменита, состоящую из разновозрастных россыпей, образование которых связано с процессом изменения условий осадконакопления и наложением различных по генезису и возрасту россыпей ильменита.

10. Дальнейшие геоморфологические исследования должны быть направлены на детальное изучение древней гидрографической сети и поверхности погребенного рельефа с целью выявления погребенных россыпей ильменита.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. Уж

А. Я. Хатунцева и В. А. Дусяцкий

Отделом рудных месторождений Института геологических наук АН УССР, начиная с 1952 г., ведется систематическое изучение осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород районов развития ильменитоносных основных пород коростенского интрузивного комплекса. В 1954 г. А. Я. Хатунцевой было поручено выполнение минералогических и геологических исследований в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж в целях установления перспектив и оценки ильменитоносности этого района. Работа выполнялась в тесном содружестве с Коростенской ГРП Западноукраинской экспедиции треста № 1 МЦМ СССР, осуществлявшей поисково-разведочные работы на ильменит в этом районе, а также по р. Лемне — левому притоку р. Ирши. Партией на договорных началах был предоставлен большой фактический материал по ручному и колонковому бурению, анализ которого, наряду с результатами собственных наблюдений и критическим пересмотром имеющейся по району литературы, явился основой для данной работы. В составлении ее принял участие также технорук Коростенской геологоразведочной партии В. А. Дусяцкий, охарактеризовавший по новым данным бурения 1955 г. мезозойские континентальные россыпи района р. Лемни и россыпь у с. Ушомир.

Большое внимание в работе уделено описанию минералогического состава шлихов из осадочных отложений различного возраста и генезиса, позволившего на основании сравнительной минералогической характеристики при общегеологическом анализе не только более подробно охарактеризовать различные генетические типы россыпей, но и выявить некоторые закономерности в размещении осадочных толщ и концентрации в них ильменита.

Приношу свою благодарность за оказанное содействие в сборе материала руководящему составу Коростенской геологоразведочной партии Западноукраинской экспедиции (начальник партии Д. М. Грищев, технорук В. Г. Макаров, Б. А. Машинистов, геологи О. П. Силичев, В. И. Мельник).

Шлиховое опробование

На Украине систематическое шлиховое опробование аллювиальных отложений впервые было осуществлено по бассейну р. Уж в 1938 г. В. И. Лучицким и М. А. Минаковым, которые в связи с рекогносцировочным изучением возможной оловоносности северо-восточной части Житомирской области УССР опробовали береговые отмели и речные косы на участке между с. Рудня Булев—Ушица. В некоторых шлихах из района сс. Мошна Рудня и Ушица ими были встречены повышенные кон-

центрации ильменита (по пересчетам 8—21 *кг/т*). Согласно предложенным авторами рекомендациям, Украинское геологическое управление в 1940 г. организовало Ужскую поисково-разведочную партию, которая при ведении буровых работ обнаружила по р. Уж между сс. Ушица — Мошна Рудня слой крупнозернистых песков с галькой, обогащенный тяжелыми минералами (преимущественно ильменитом). Мощность этого слоя у с. Ушица составляет 4—5 *м*, у с. Рафаловка 2—3 *м* и в с. Мошна Рудня он выклинивается.

В 1946 г. П. К. Заморием и В. Я. Дидковским проводилось шлиховое опробование не только современных аллювиальных отложений р. Уж, но также и древнего аллювия, флювиогляциальных песков, морены, сеноманских отложений, первичных каолинов и дресвы гранитов и гнейсов. Авторы пришли к заключению, что концентрация тяжелых минералов происходила в сеноманское время вначале морской трансгрессии и, главным образом, в верхнечетвертичное время, когда современные реки перемывали более древние осадочные породы, содержащие в значительном количестве тяжелые минералы, а также первичные каолины.

В 1948—1949 гг. проводившееся от Украинского геологического управления картирование масштаба 1:50 000 (Н. Т. Вадимов, В. И. Шунько, Н. Ю. Крамаренко) сопровождалось шлиховым опробованием как всего осадочного комплекса, так и коры выветривания. Авторы отмечают, что по своему минералогическому составу шлихи из отложений различного возраста довольно сходны, некоторое различие наблюдается только в отношении отдельных менее распространенных минералов, таких как барит (отсутствует в четвертичных отложениях), андалузит и топаз (отсутствует в первичных каолинах), анатаз, кальцит, касситерит, дюмортьерит, корунд и др. Нашими исследованиями эти различия не подтвердились.

В 1950—1951 гг. шлиховое опробование в долине р. Уж проводилось геологоразведочной партией № 1 экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка», занимавшейся специально поисками и разведкой россыпных месторождений (начальник С. А. Суанов, технорук В. Ф. Воробьева). Объем выполненных при этом работ резко отличается от всех предыдущих как по своим масштабам, так и по методике и самой постановке опробования с соответствующим техническим оснащением. В долине р. Уж было пройдено станками ручного бурения «Эмпайр» до 28 профилей, причем в пределах каждого из них рядом скважин через 40 *м* разбуривалась толща аллювиальных отложений на полную ее мощность до коры выветривания кристаллических пород. Профиля задавались вкрест простирания долины реки, однако, как правило, за пределы пойменной террасы не выходили. Опробование буровых скважин производилось с интервалов 0,5 *м* по всей глубине их. Полученные тысячи шлиховых проб подвергались мономинералогическому анализу и пересчету содержаний ильменита в *кг/м*^{3}. Произведенными анализами было установлено, что во многих пробах содержания ильменита составляют 5—20 *кг/м*^{3}. В отдельных местах были зафиксированы еще более высокие концентрации ильменита — до 40—112—252 *кг/м*^{3} (сс. Ушомир, Ушица, Рафаловка).

В настоящей работе в значительной степени использован этот фактический шлиховой материал, на основании которого дана минералогическая характеристика современных аллювиальных отложений по всему продольному профилю долины р. Уж.

В конце 1951 г. экспедиция № 16 реорганизуется в Западноукраинскую экспедицию в составе треста «Союзредметразведка», и ею предпринимаются на Волыни широкие поисково-разведочные работы на ильменит. С февраля 1954 г. этими работами охватывается бассейн р. Уж, где в течение года станками ручного бурения «Эмпайр» было пройдено по осадочным толщам около 6000 *пог. м*, а также 14 скважин колонкового бурения в пределах Чеповичского массива основных пород.

В табл. 1 приводятся сводные данные по выходу шлихов и отдельных фракций для отложений различного возраста и генезиса по пробам, отобранным для полного минералогического анализа из наиболее характерных разрезов с учетом также и результатов упомянутых выше других работ (Украинского геологического управления, Института геологических наук). При этом учитывался также и огромный фактический материал по мономинеральным определениям ильменита Коростенской геологоразведочной партии Западноукраинской экспедиции, так как основная масса тяжелого шлиха из различных осадочных отложений сложена преимущественно ильменитом. Ильменит при сепарации шлиха сосредотачивается в основном в сильноэлектромагнитной (I) фракции. Иногда в заметном количестве во фракции присутствует также гранат (в морене, современном аллювии, элювии гнейсово-мигматитовых пород). В ничтожных количествах, обычно менее 1%, обнаруживается турмалин, лейкоксен, эпидот, амфиболы, ставролит, часто также ромбический пироксен, шпинель, иногда глауконит, слюда и др.

В слабоэлектромагнитную (II) фракцию попадают лейкоксен, измененные полевые шпаты, пирит, марказит, основная масса турмалина, ставролита, небольшие количества монацита, иногда также гидрослюды, хлорит, рутил и др.

Тяжелая неэлектромагнитная фракция сложена обычно цирконом, рутилом и подчиненными количествами лейкоксена, топаза, апатита, дистена, силлиманита, андалузита, анатаза. Другие минералы присутствуют в единичных знаках и не во всех шлихах. Повышенный выход тяжелой фракции, как правило, связан с содержанием марказита и пирита.

В магнитной фракции в переменных количествах содержатся магнетит и титаномагнетит. Выход фракции из различных отложений обычно колеблется от 0,001 до 0,170 *кг/м*^{3}.

Подытоживая результаты шлихового опробования, следует обратить внимание на существование определенных закономерностей в распределении тяжелых минералов, в первую очередь ильменита, в отложениях различного возраста. Намечается также явная зависимость в содержании тяжелых минералов и от фациально-литологических особенностей этих отложений. Так, например, наибольший выход шлиха характерен для мезозойской континентальной толщи разнозернистых (гравелистых) песков. В глинистых отложениях и вторичных каолинах того же возраста содержание ильменита, составляющего основную массу тяжелого шлиха, обычно ничтожны.

Сравнительно высокие содержания тяжелых минералов констатируются для морских отложений верхнемелового возраста в местах, где они покрывают древнеконтинентальные отложения (сс. Ушица—Бондаревка—Рафаловка). Особенно высокие концентрации тяжелых минералов установлены для них в районе м. Ушомир. В других местах верхнемеловые отложения содержат ничтожные количества тяжелых минералов (сс. Баскаки, Белка, Мошна Рудня, Пугачевка—Ушомир).

Третичные отложения характеризуются невысоким выходом шлиха— до 1,5 *кг/м*^{3}; увеличение его в отдельных случаях до 8—20 *кг/м*^{3} отмечается для ожелезненных песчаников харьковского яруса и связывается с содержаниями гидроокислов железа.

Из отложений четвертичной системы морена и флювиогляциальные отложения, за редкими исключениями, характеризуются низким выходом шлиха, редко достигающим 1,6—4,5 *кг/м*^{3}.

Содержания тяжелых минералов в аллювиальных отложениях пойменной и первой надпойменной террас весьма невыдержаны и подвержены значительным колебаниям, хотя в большинстве случаев выход шлиха не превышает 2—5 *кг/м*^{3}. В отдельных местах, где перемывались более богатые древние отложения (сс. Ушица, Ушомир) за их счет про-

Таблица 1

Выход шлиха и отдельных фракций в отложениях различного возраста и генезиса

Возраст и генезис отложений	Выход шлиха *кг/м³*	Выход I электромагнитной фракции, *кг/м³*	Выход II электромагнитной фракции, *кг/м³*	Выход тяжелой неэлектромагнитной фракции *кг/м³*	Примечания
Элювиальные отложения . . .	0,02— 68,75	до 49,79	до 2,29	0,003—2,62	В отдельных пробах в районе с. Васьковичи содержание ильменита достигает 125 *кг/м³*
Верхнеюрские—нижнемеловые континентальные отложения	часто 10,69—134,7	4,43—69,97	0,01 —7,9	0,28 —5,16	Содержание ильменита в отдельных пробах из района с. Ушица—170—185 *кг/м³*
Верхнемеловые морские отложения	1,5— 61,98	0,19—24,9	0,02 —2,19	0,03 —2,0	Содержание ильменита во многих пробах из района с. Ушомир равны 74—169 *кг/м³*
Палеогеновые отложения (киевский, харьковский, полтавский ярусы)	0,48— 20,80	0,06— 9,5	0,01 —3,58	0,02 —0,25	Высокий выход шлиха отмечается только для ожелезненных песчаников
Неогеновые пестрые глины . .	0,26— 1,5	0,02— 0,1	0,02 —0,04	0,008—0,03	
Четвертичные отложения					
а) подморенные флювиогляциальные отложения днепровского (рисского) возраста . .	0,17— 1,6	0,07— 0,14	0,01 —0,34	0,03 —0,38	
б) морена днепровского (рисского) оледенения	0,13— 4,5	0,01— 0,23	0,007—0,04	0,001—0,05	
в) надморенные флювиогляциальные отложения	0,1 — 1,8				
д) современные аллювиальные отложения	0,12— 32,6	0,02—10,0	0,008—2,6	0,006—2,5	В единичных пробах современного элювия фиксируются содержания ильменита до 18—28 *кг/м³*

изошло обогащение также современного и древнего аллювия. Следует отметить, что наряду с такой локализацией повышенных концентраций тяжелых минералов в этих отложениях характерным является крайне неравномерное распределение их в самой толще аллювия, особенно современного.

Описание минералов в шлихах из осадочных отложений различного возраста и генезиса

Для настоящей работы было выполнено 160 полных минералогических анализов шлихов из осадочных отложений различного возраста и генезиса, а также 10 искусственных шлихов из кристаллических пород. В лабораториях Института геологических наук произведено 45 химических и спектральных анализов, преимущественно ильменита.

При описании шлихов главное внимание в связи с изучением россыпей уделялось тяжелым минералам. При этом некоторые группы минералов, не представляющие особого интереса, более подробному изучению не подвергались, и в ряде случаев часть из них отнесена к той или иной группе без уточнения минерального вида (полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, глинистые минералы, эпидот и др.). Нахождение в шлихах минералов с низким удельным весом имеет в значительной степени случайный характер и не отображает истинного содержания этих минералов в породе.

В настоящей главе приводится описание минералов в шлихах из элювиальных, континентальных, мезозойских (J_3—Cr_1), морских верхнемеловых и аллювиальных четвертичных отложений. Третичные и частично четвертичные отложения (харьковский ярус и полтавская свита палеогена, пестрые глины неогена, морена и надморенные водно-ледниковые пески), как не представляющие собой интереса в смысле концентрации в них тяжелых минералов, не рассматриваются.

В шлихах из перечисленных выше осадочных отложений встречены следующие минералы[1]: золото, галенит, пирротин, молибденит, пирит, марказит, флюорит, корунд, гематит, ильменит, лейкоксен, шпинель, магнетит, титаномагнетит и магнитный ильменит, рутил, брукит, анатаз, касситерит, кварц, лимонит, сидерит, барит, шеелит (?), монацит, ксенотим, апатит, полевые шпаты, турмалин, циркон, метамиктно измененный циркон, циртолит, гранат (альмандин, гроссуляр, андрадит, уваровит?), сфен, лоренценит, дистен, андалузит, виридин, силлиманит, ставролит, топаз, дюмортьерит, эпидот, пьемонтит, оливин, пироксены ромбические (гиперстен), пироксен моноклинный, эгирин, актинолит, роговая обманка, каолинит, галлуазит, биотит, мусковит, глауконит, гидрослюда, хлорит.

Выделенные минералы пользуются наибольшим распространением. Они встречены в большинстве шлихов, хотя многие из них присутствуют в очень небольших количествах (полевые шпаты, апатит, магнетит, титаномагнетит, дистен, силлиманит, топаз, эпидот и др.) или даже преимущественно в единичных зернах (шпинель, монацит, метамиктно измененный циркон, корунд, роговая обманка, актинолит и др.).

Таким образом, из общего количества обнаруженных в шлихах 60 минералов более широко распространены 27 минералов. Из остальных минералов некоторые обнаруживаются в единичных зернах, но довольно часто, например: касситерит, лимонит, сидерит, циртолит, сфен, лоренценит, дюмортьерит, биотит, глауконит, хлорит. Остальные минералы в единичных знаках зафиксированы лишь в отдельных шлихах.

---

[1] Разрядкой выделены минералы, наиболее распространенные.

Ниже приводится описание минералов в соответствии с приведенным списком их в последовательности согласно общепринятой классификации А. Г. Бетехтина (1951) за исключением класса силикатов, для которого принимается подразделение на подклассы по В. Соболеву (1949).

Самородные элементы

Золото. Одно зерно золота обнаружено в дресве гранита из окрестностей х. Тартак. Оно имеет неправильную уплощенную форму размерами 0,20×0,35 *мм*. Цвет золотисто-желтый.

Сульфиды

Галенит в единичных знаках встречен в элювии района с. Ушица, в современном аллювии присутствует там же и, кроме того, в с. Мошна Рудня, пос. Искорость, восточная окраина с. Дедковичи. Образует хорошо оформленные кристаллы с весьма совершеной спайностью по кубу. Размер зерен до 1 *мм*.

Пирротин обнаружен только в одном шлихе из района с. Бондаревка. Зерна его характеризуются неправильной формой и темным бронзово-желтым цветом.

Молибденит встречен в современном аллювии только в окрестностях с. Баскаки. В искусственных шлихах присутствует в сером мелкозернистом гибридном граните из окрестностей с. Бондаревка. Размер зерен 0,20—0,35 *мм*.

Пирит и марказит содержатся в переменных количествах, причем отмечается увеличение содержаний их в нижних горизонтах осадочных толщ. Повышенные их содержания, свидетельствующие о режиме заболачиваемости и застойности, приурочены к районам сс. Баскаки, Ушица, Мошна Рудня, Пугачевка—Ушомир—Искорость, Немировка и др. Соотношения пирита и марказита во фракциях колеблятся в самых широких пределах от преобладающего значения пирита до почти полного его отсутствия и наличия одного марказита; в неправильных зернах они бывают трудно различимы. Пириту свойственна октаэдрическая форма кристаллов, образующих нередко сростки и агрегаты, хотя не менее часто встречаются и совсем неправильные зерна. Изредка попадаются кристаллы, представляющие собой комбинации октаэдра и куба (с. Ушица). В окрестностях с. Баскаки в разнозернистых аллювиальных песках на глубине 8,5—9,0 *м* пирит присутствует главным образом в виде кубических кристаллов и их обломков, гораздо реже наблюдаются комбинации пентагон-додекаэдра с кубом и лишь отдельные кристаллы имеют октаэдрическую форму. Основываясь на большом количестве изучаемых шлихов, можно говорить о том, что для пирита, образующегося в зоне гипергенеза в условиях режима застойности и заболачиваемости Волынского Полесья, характерным является октаэдрический облик кристаллов, тогда как известно, что в кристаллических породах очень часто кристаллы пирита имеют кубическую форму. Поэтому весьма вероятно, что встреченный в нижних горизонтах аллювиальной толщи в окрестностях с. Баскаки пирит в кубических кристаллах не является новообразованным, а связан с разрушением коренных кристаллических пород. Местоположение этого участка в пределах древних метаморфических пород вблизи контакта с коростенскими гранитами делает такое предположение еще более вероятным.

Марказит образует округлые и более неправильные зерна сероватого-черного, черного, желтовато-серого, серовато-желтого, реже латунно-желтого цвета. Шаровидные конкреции марказита в изломе часто имеют радиально-лучистое, неясногребенчатое строение, встречаются также сростки копьевидных кристаллов.

В сс. Бондаревка, Ушица, Мошна Рудня, Ушомир, х. Тартак встречается магнитный пирит и марказит, особенно часто в элювиальных отложениях. Образование магнитного пирита и марказита, повидимому, происходило за счет пирротина в зоне гипергенеза в связи с явлениями заболачиваемости в условиях недостаточного доступа кислорода и разложения органических остатков. Ход такого процесса описан в статье М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцевой (1955).

Галоидные соединения

Флюорит встречен только в аллювии р. Каменка — правого притока р. Уж. Наличие здесь такого малоустойчивого минерала, связано с самой непосредственной близостью коренных источников сноса. В этом районе распространены граниты коростенского интрузивного комплекса, для которых флюорит является весьма характерным акцессорным минералом. Он встречен также в дресве коростенского гранита у пос. Искорость, а также в искусственных шлихах из гибридного гранита в окрестностях с. Бондаревка и инъекционного гнейса с. Неделище.

Зерна флюорита имеют неправильную более или менее изометричную форму размером до 0,25 *мм*. Бесцветные или неравномерно окрашенные в бледно-фиолетовые тона. Прозрачны с полустеклянным блеском.

Под микроскопом изотропный, бесцветный или соответственно неравномерно окрашенный. Показатели преломления близкие 1,435.

Окислы

Корунд наблюдается обычно в зернах неправильной формы более или менее изометричных, реже таблитчатых. Зерна корунда чаще всего неравномерно окрашены в синий до бесцветного и серого цвет, в зависимости от чего они прозрачны или полупрозрачны почти до непрозрачных, особенно синевато-серые разности. В среднем течении р. Уж и по р. Каменке корунд часто бывает окрашен также в розовый, буровато-розовый, розовато-коричневый и малиново-розовый цвет, отдельные зерна дымчатые, молочно-сизовато-белого цвета, полупросвечивающие. В с. Бондаревка встречено одно равномерно окрашенное в синий цвет зерно сапфира. Блеск стеклянный, излом неровный до неясно-раковистого.

Под микроскопом неравномерно окрашен, часто содержит включения. Малиново-розовое равномерно окрашенное зерно корунда плеохроирует до бесцветного. Показатели преломления по Nm немного больше 1,765. Одноосный отрицательный, в отдельных случаях отмечаются небольшие оптические аномалии.

Гематит изредка обнаруживается в среднем течении р. Уж как в виде обособленных неправильных зерен вишнево-бурого, бурого до черного цвета, так и в форме землистых налетов на других минералах. Плотный гематит имеет твердость около 5,5. Блеск полуметаллический до матового. Черта вишнево-красная.

Ильменит обычно слагает основную массу шлиха. Обладает сильно электромагнитными свойствами, иногда слабо электромагнитен благодаря своей частичной лейкоксенизации. Подробная количественная характеристика содержаний ильменита приводится при описании генетических типов россыпей. Присутствует в шлихах как в виде неправильных зерен, так и в таблитчатых и толстотаблитчатых, более или менее хорошо оформленных кристаллах. Грани кристаллов часто сглажены с углублениями и ямками, нередко по форме соответствующими включениям апатита и др. Поверхность кристаллов и окатанных зерен обычно гладкая с металлическим блеском, тогда как неправильные зерна часто имеют шероховатую поверхность с полуметаллическим блеском. В угло-

ватых зернах и в свежем изломе поверхность нередко имеет тонкозернистое сложение и несколько отличается как своим серовато-черным или коричневато-черным цветом, так и менее интенсивным полуметаллическим до почти матового блеском. Такие зерна отличаются пониженной твердостью, большей хрупкостью. Подобное изменение физических свойств очевидно связано с процессами окисления и последующей лейкоксенизации самого ильменита и зависит от изменений его химического состава. Размер зерен ильменита колеблется от 0,05 до 1—2 *мм*, реже крупнее.

Химическими анализами чистого минерала, очищенного под бинокулярной лупой, устанавливается часто повышенное содержание в нем $TiO_2 = 60{,}1—61{,}8\%$. Наряду с высокими содержаниями двуокиси титана отмечается повышенное содержание также Fe_2O_3 до 23—32,15% и соответственно более низкое содержание FeO до 1,4—13,7% (табл. 2). Подобные соотношения основных компонентов ильменита, также как наличие гигроскопической воды и значительных потерь при прокаливании, появляющихся скорее всего тоже за счет присутствия в минерале воды, свидетельствуют о вторичных превращениях в направлении окисления железа и гидратации с выносом катионов трехвалентного железа. Эти превращения характеризуют собой процесс лейкоксенизации, протекающий обычно в зоне гипергенеза (М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева, 1954). Наиболее благоприятные условия для лейкоксенизации ильменита существовали, повидимому, в эпоху интенсивного развития процессов каолинизации и образования мощной коры выветривания, так как по имеющимся данным все ильмениты из первичных каолинов и осадочных пород, образовавшихся за счет их непосредственного перемыва, отличаются своим измененным в направлении лейкоксенизации характером. Для большинства проб ильменита из современного аллювия устанавливается меньшая степень измененности ильменита вторичными процессами лейкоксенизации, за исключением тех случаев, когда перемыву подвергались дочетвертичные отложения, которые содержат лейкоксенизированный ильменит (с. Ушомир).

Выполненные А. А. Карпенко рентгенограммы анализированных в химической лаборатории образцов ильменита из первичных каолинов с. Бондаревки и мезозойских перемытых отложений с. Ушомир подтверждают его уже измененный характер, обнаруживая лишь часть линий ильменита, эталонная дебаеграмма которого в целях наглядности также помещены в табл. 3. Ильменит из коры выветривания основных пород четвертичного возраста в районе с. Барды, как это следует из соответствия межплоскостных расстояний исследованного образца с эталоном, отличается от последнего лишь наличием дополнительных линий, соответствующих магнетиту и частично сфену, которые указывают на присутствие в составе ильменита этих минералов, очевидно в форме твердых растворов или включений.

Количественные соотношения основных компонентов в ильмените из первичных каолинов иногда уже приближаются к границе полного изменения и превращения его в иной минерал — лейкоксен. Так, например, в районе с. Ушица, сохраняющий еще свои внешние отличия ильменит, характеризуется содержанием двуокиси титана 64,85%, закисного железа — 5,20% и окисного железа — 23,61%, тогда как известны лейкоксены с содержанием TiO_2 — 68,68% (М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева, 1954).

Соответственно с обогащением ильменита двуокисью титана и уменьшением содержания железа происходит уменьшение его удельного веса от 4,71 до 4,17.

В ильмените устанавливаются постоянные примеси MgO (0,21—0,79%), MnO (0,39—1,02%), CaO (0,14—0,56%), SiO_2 (0,30—1,02%), Al_2O_3 (0,20—1,44%), Cr_2O_3 (0,02—0,20%), V_2O_5 (преимущественно 0,23—0,52%).

Таблица 2

Химический состав ильменита и измененных его разновидностей из отложений различного возраста

Место взятия	Характер отложений	Возраст	Содержание компонента в %													Удельный вес
			TiO_2	FeO	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	SiO_2	Al_2O_3	V_2O_5	Cr_2O_3	H_2O	П.п.п.	Сумма	
с. Барды	Дресва основных пород		51,86	38,34	7,62	0,40	0,54	0,21	0,32	0,23	0,52	0,20	—	нет	100,28	4,716
Окрестности с. Дедковичи	Дресва основных пород		60,96	8,87	24,87	0,22	0,54	0,14	0,50	0,64	0,31	0,04	0,22	3,14	100,45	4,20
с. Ушица	Первичный каолин		64,85	5,20	23,61	0,29	0,39	0,25	0,38	0,91	0,24	0,05	—	4,17	100,34	4,19
с Бондаревка	Глина черная с глубины 7,0 *м*	J_3-Cr_1	60,13	8,04	25,16	0,21	0,71	0,14	0,58	1,40	0,26	0,09	0,16	2,88	99,76	4,233
»	Каолин вторичний с глубины 10,5 *м*	J_3-Cr_1	61,37	11,64	19,28	0,21	0,62	0,28	0,52	1,40	0,33	0,12	0,16	3,62	99,55	4,200
»	Песок разнозернистый с глубины 15,5 *м*	J_3-Cr_1	61,65	7,18	23,25	0,31	0,62	0,22	0,56	1,24	0,31	0,16	0,16	4,07	99,73	4,18
»	Первичный каолин с глубины 17,5 *м*	Доверхнеюрский	61,84	8,33	21,89	0,32	0,65	0,14	0,66	1,44	0,32	0,13	0,16	4,23	1 011	4,17
»	Песок мелкозернистый глауконитовый с глубины 5,0 *м*	Cr_2	60,58	10,05	21,71	0,21	0,78	0,14	0,84	1,20	0,32	0,12	0,20	3,44	99,59	4,236
С. Ушомир	Песок разнозернистый	Q_{III}^{al}	60,31	2,30	31,98	0,29	0,58	0,28	0,34	0,40	0,28	0,056	0,19	2,99	100,00	4,29

Продолжение табл. 2

Место взятия	Характер отложений	Возраст	Содержание компонента в %													Удельный вес
			TiO_2	FeO	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	SiO_2	Al_2O_3	V_2O_5	Cr_2O_3	H_2O	П.п.п.	Сумма	
с. Ушица	Песок серый среднезернистый	Q_{IV}^{al}	60,95	5,87	26,76	0,29	0,41	0,14	0,56	0,20	0,23	0,06	0,25	3,84	99,56	4,24
с. Мошна Рудня	Песок разнозернистый	Q_{IV}^{al}	61,11	8,18	23,44	0,56	0,47	0,14	0,70	0,56	0,24	0,02	0,42	4,14	99,98	4,21
с. Ушомир	Песок разнозернистый	Q_{III}^{al}	60,31	2,30	31,98	0,29	0,58	0,28	0,34	0,40	0,28	0,056	0,19	2,99	100,0	4,29
пос. Искорость	Песок мелкозернистый со щебнем	Q_{IV}^{al}	59,93	5,54	28,90	0,31	0,48	0,14	0,30	0,50	0,28	0,047	0,19	2,98	99,60	4,25
с. Дедковичи	Песок разнозернистый с галькой	„	52,24	37,34	8,42	0,26	1,02	0,10	1,02	0,20	0,02	—	—	—	100,62	4,71
Вост. окраина с. Дедковичи	Песок крупнозернистый с галькой	„	55,74	30,73	9,93	0,43	0,78	0,28	0,40	0,61	0,36	0,10	—	1,15	100,51	4,52
„	Песок мелкозернистый со щебнем	„	57,82	13,70	22,20	0,22	0,45	0,29	0,36	0,68	0,29	0,036	0,36	3,16	99,57	4,25
Между х. Тартак и с. Дедковичи	Песок разнозернистый	„	57,53	22,98	15,26	0,22	0,62	0,56	0,46	0,56	0,30	0,11	—	1,85	100,45	4,434
„	Песок серый разнозернистый	„	59,14	21,25	15,20	0,29	0,55	0,28	0,38	0,80	0,26	0,09	—	2,04	100,28	4,348
х. Тартак	Песок серый мелкозернистый с галькой	„	56,94	30,30	9,84	0,25	0,81	0,14	0,94	0,52	0,20	0,09	—	—	100,03	4,60
х. Россоховский	Песок серый мелкозернистый	„	61,35	1,44	32,15	0,51	0,43	0,32	0,54	0,48	0,20	—	0,19	2,69	100,30	4,19

Таблица 3

Расшифровка рентгенограмм ильменита из коры выветривания и осадочных толщ бассейна р. Уж

Ильменит из дресвы основных пород в районе с. Барды (1)[1]		Ильменит из перемытых мезозойских отложений в аллювии с. Ушомир (9)[1]		Ильменит из первичных каолинов с. Бондаревка (7)		Ильменит по определению Болдырева А. К. и др. (1938 г.)	
Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	Интенсивность	$\frac{d_\alpha}{n}$	J	$\frac{d_\alpha}{n}$
—	—	—	—	Очень слабая	7,41	—	—
Слабая	3,69	—	—	—	—	3	3,70
Слабая	3,02	—	—	—	—	—	—
Сильная	2,74	Очень слабая	2,73	Слабая	2,74	1 ?	2,73
Средняя	2,53	Слабая	2,49	Слабая	2,50	8	2,53
Средняя	2,23	Средняя	2,19	Средняя	2,20	3	2,218
Слабая	1,89	—	—	Сильная	1,89	1	1,89
Средняя	1,86	Слабая	1,86	Средняя	1,86	4	1,854
Сильная	1,717	—	—	—	—	8	1,716
—	—	Сильная	1,689	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,625
—	—	Очень слабая	1,559	—	—	—	—
Средняя	1,499	—	—	—	—	6	1,498
Средняя	1,464	—	—	—	—	—	1,462
—	—	Слабая	1,436	—	—	—	—
Средняя	1,335	—	—	—	—	3	1,335
Слабая	1,270	Очень слабая	1,270	—	—	2	1,267
Очень слабая	1,228	—	—	—	—	—	—
Очень слабая	1,205	—	—	—	—	—	—
Слабая	1,183	—	—	—	—	—	—
Средняя	1,151	—	—	—	—	—	—
Средняя	1,115	—	—	—	—	—	—
Средняя	1,071	—	—	—	—	—	—

Спектральными анализами, выполненными Е. С. Назаревич, обнаруживаются ничтожные следы скандия и очень небольшие содержания в ильмените ниобия, выражающиеся первыми сотыми процента («очень мало») и только в пробе № 10 из с. Ушица отмечается несколько большее количество сотых («мало»). При таком порядке содержания тантал в ильмените спектрально не улавливается. Методика химических определений содержания Ta и Nb в сотых и тысячных долях процента удовлетворительно не разработана и надежных результатов не дает.

[1] В скобках указан порядковый немер образца в таблице химических анализов ильменита.

Из приведенной таблицы отчетливо прослеживается полное сходство состава ильменита из мезозойской континентальной толщи с подстилающими ее первичными каолинами как по содержанию основных компонентов, так по второстепенным компонентам и примесям.

Ильменит из верхнемеловых отложений по своему химическому составу ничем не отличается от ильменита подстилающих континентальных отложений верхнеюрского-нижнемелового возраста.

Лейкоксен как самостоятельно индивидуализированный минерал попадает в основном в слабоэлектромагнитную и тяжелую неэлектромагнитную фракции в зависимости от содержания в нем двуокиси титана и железа. В резко подчиненном количестве, часто в единичных знаках, он присутствует также и в сильно электромагнитной фракции, преимущественно темно-коричневые его разности. В тяжелой неэлектромагнитной фракции должны сосредотачиваться лейкоксены с наиболее высоким содержанием TiO_2 и соответственно наименьшим количеством железа, особенно закисного.

Лейкоксен обычно сохраняет форму ильменитовых зерен и кристаллов, отличаясь специфичным глянцевидным блеском и очень гладкой поверхностью. Окраска при этом бывает самой различной: от очень светлой желтоватой, сероватой, серовато-желтоватой, буровато-желтоватой до темно-серой, желто-бурой, бурой и коричневой. Твердость 4—6.

Шпинель в несколько больших количествах — до 1—2% слабо электромагнитной фракции встречена в современном аллювии из окрестностей с. Дедковичи. Обычно встречается в виде мелких неправильных зерен, реже попадаются правильные октаэдрические кристаллы и их обломки (с. Ушица и др.). Шпинель бледно окрашена в голубовато-зеленоватый и зеленовато-голубоватый, до светло-сероватого, синевато-серый, голубой, реже в зеленый цвет, прозрачна, со стеклянным блеском.

Под микроскопом изотропна, иногда слабо аномально двупреломляет. Показатели преломления для синевато-серой и светло-серой шпинели $\geqslant 1{,}721$, для почти бесцветных разностей $N > 1{,}737 < 1{,}754$.

Магнетит, титаномагнетит и магнитный ильменит содержатся в переменных количествах, однако вследствие общего ничтожного содержания магнитных минералов и внешнего сходства не всегда могут быть точно разграничены. Из них в большем количестве как будто бы присутствует магнитный ильменит, обнаруживающий некоторое сходство внешнего облика по форме зерен, характеру поверхности и блеску с ильменитом. Однако без подтверждения химическим анализом точное различие его с титаномагнетитом провести нельзя, так как оба они не полярны. С уверенностью можно говорить о магнитном ильмените лишь в тех случаях, когда сохраняется форма ильменитовых зерен, однако чаще наблюдаются неправильные зерна, более гладкая, почти зеркальная поверхность которых несколько напоминает ильменит.

Легче определяется магнетит по сильным полярным свойствам и отрицательной микрореакции на титан.

Магнетит чаще встречается в виде более или менее изометричных, а также пластинчатых зерен железисто-черного до серовато-черного цвета. Сложение плотное или зернистое, блеск металлический.

Размер зерен до 0,4—0,6 *мм*.

Рутил обычно встречается в виде призматических и более неправильных зерен различной степени окатанности в количестве до 10—30% тяжелой неэлектромагнитной фракции, иногда в очень небольшом количестве попадает в слабо электромагнитную фракцию. Редко попадаются правильно ограненные толстопризматические кристаллы. Рутил из элювия чаще окрашен в красный и темно-красный цвет, в осадочных толщах преимущественно черный, гораздо реже красный, оранжево-красный до оранжевого. Непрозрачный до полупрозрачного и прозрачного. Блеск металловидный.

Брукит в единичных зернах обнаружен в элювии из окрестностей с. Дедковичи и в аллювии (Q^{al}_{III}) р. Уж у с. Ушомир и по р. Каменке. Образует пластинчатые или уплощенно-таблитчатые кристаллы желтовато-коричневато-бурого цвета с характерной продольной штриховкой. Непрозрачен до полупросвечивающего. Блеск металловидный до слегка матового у кристаллов с несколько шероховатой поверхностью.

Анатаз встречается в виде мелких округлых зерен, иногда как будто бы повторяет форму рутиловых зерен. Таблитчатые и бипирамидальные кристаллы и их обломки чаще обнаруживаются в элювии. В бипирамидальных кристаллах нередко хорошо видна характерная штриховка, идущая параллельно основанию пирамиды. Цвет анатаза различный: желтый, серовато-желтый, желтовато-серый, синевато-серый, серовато-голубоватый, голубовато-серый, серовато-синий, редко темно-синий до почти черного. Прозрачный до полупросвечивающего и непрозрачного, блеск сильный, алмазный; хрупкий.

Касситерит в единичных знаках сравнительно часто обнаруживается в элювиальных отложениях района распространения кислых пород коростенского комплекса, особенно в контактовых зонах; чаще и в большем количестве знаков (до 61) касситерит встречен в мезозойских континентальных отложениях района сс. Ушица—Бондаревка. Там же было зафиксировано максимальное количество знаков его и в современном аллювии (23) и верхнемеловых отложениях (18). В остальных случаях насчитывается не более 2—6 знаков на шлих.

Зерна касситерита имеют неправильную, более или менее изометричную форму, в элювии района с. Ушица изредка попадаются обломки призматических кристаллов. Окрашены в красный, ярко-желтый, желтовато-красный, оранжевый, коричневый до темно-коричневого и почти черный цвет. Окраска обычно распределяется по зерну неравномерно, хотя нередко, особенно красные зерна, равномерно окрашены. Блеск жирный, на более окатанных поверхностях до тусклого. Прозрачны до полупросвечивающих и почти непрозрачны. Реакция на оловянное зеркало положительная.

Зерна касситерита обычно имеют размеры 0,15—0,30 *мм*, в отдельных случаях до 0,6—1,2 *мм*.

Кварц, являющийся главным породообразующим минералом кластической части осадочных толщ, присутствует в легких фракциях шлихов в виде неправильных зерен; нередко также попадаются более или менее идиоморфные зерна, особенно в области распространения коростенских гранитов и их коры выветривания. Кварц обычно бесцветный, нередко также светло-серый до серого, отдельные зерна молочно-белые, светло-желтовато-розоватые и темно-серые, почти до черных.

Кремень пользуется наиболее широким распространением в верхнемеловых толщах, являясь породообразующим минералом туронских отложений. Благодаря размыву последних, он встречается также почти во всех более молодых (вплоть до современных) осадочных породах. Образует зерна, стяжения и желваки неправильной, часто сплюснутой формы размером от миллиметров до 1 *м* и более. Благодаря низкому удельному весу попадает в шлихи в ничтожных количествах. Стяжения и желваки кремня обычно покрыты светло-серой, кремоватой, желтовато-буроватой, почти белой коркой. Цвет кремней самый разнообразный: от светлого, желтовато-серого, серовато-буроватого, желто-бурого до темно-бурого, буровато-серого, почти черного. Непрозрачен, в тонких осколках слегка просвечивает.

Лимонит и другие гидроокислы железа в самостоятельно обособленых зернах встречается сравнительно редко и в основном в элювиальных отложениях. Образует неправильные, более или менее округлой формы зерна бурого, охристо-бурого до темно-бурого цвета. Блеск матовый до слабоглянцевидного.

Сидерит иногда составляет основную массу сильно электромагнитной фракции шлихов из элювиальных и современных аллювиальных отложений (сс. Немировка, Дедковичи, х. Россоховский, р. Каменка). В сс. Ушица, Пугачевка—Ушомир присутствует в резко подчиненном количестве. Чаще всего образует неправильные зерна, шаровидные конкреции, их сростки, почковидные и натечные формы, реже сплющенные и удлиненно шестоватые зерна. Цвет их светло-желто-бурый, сероватожелто-бурый, до бурого и темно-бурого. Непрозрачный до полупросвечивающего. Блеск слабый стеклянный.

Показатели преломления по Np $\geqslant$ 1,633, по Nm резко выше 1,780.

Класс сульфатов

Барит обнаружен только в первичных каолинах района распространения коростенских гранитов по р. Каменка. Барит присутствует в виде обломков тонкотаблитчатых кристаллов с хорошо развитыми гра-

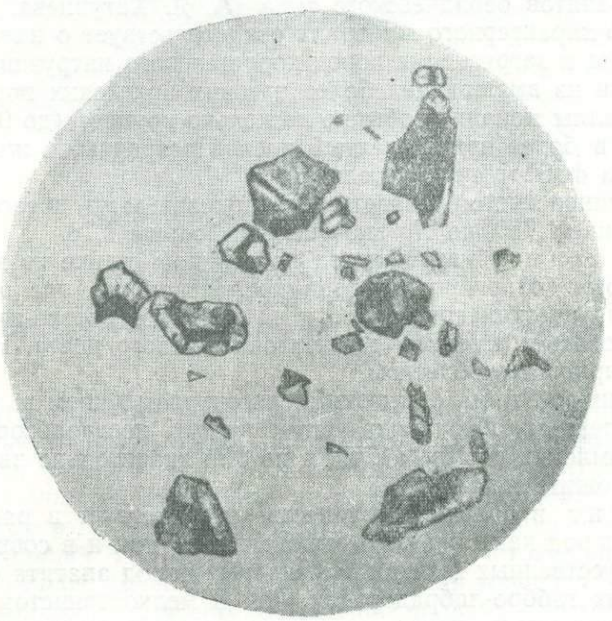


Рис. 1. Барит из элювия кислых пород коростенского интрузивного комплекса; р. Каменка, правый приток р. Уж (× 27).

нями (010). Для них характерно зонарное строение благодаря чередованию прозрачных и мутных, до совершенно непрозрачных зон (рис. 1). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый до шелковистого. Размер зерен 0,15—0,50 *мм*.

Кроме кристаллов и их обломков, в подчиненном количестве присутствуют неправильные зерна барита, обычно более крупные, с меньшей до 2,5 твердостью. Непрозрачные с мерцающим блеском.

Под микроскопом эти зерна слабо раскристаллизованы, светло-желтовато-зеленоватого цвета. Показатель преломления близкий 1,637. Кристаллы барита бесцветные с серыми почти черными от включений зонарными полосами. Показатель преломления Np′ $\leqslant$ 1,637; Ng′ $\leqslant$ 1,649.

Класс вольфраматов

Шеелит (?) встречен ниже с. Дедковичи в дресве коростенского гранита в виде обломка неправильной формы; угловатый, почти бесцветный, с едва заметным серовато-желтоватым оттенком. Блеск жирноватый. Хрупкий.

Под микроскопом с очень высоким светопреломлением и умеренным двупреломлением. Одноосный, положительный.

Класс фосфатов

Монацит в единичных зернах присутствует в большинстве шлихов из четвертичных аллювиальных и верхнемеловых отложений, изредка содержится в количествах 1—7 *г/м*³. Встречается, как правило, в виде мелких, часто менее 0,10 *мм*, округлых или уплощенно-округлых зерен светло-желтого цвета. Изредка попадаются более или менее хорошо оформленные кристаллы, характеризующиеся значительным развитием призмы первого рода в комбинации с первым пинакоидом и пинакоидом второго рода при отсутствии призмы третьего рода, что придает кристаллам своеобразный облик, весьма характерный для древних архейских гранитов бердичевского типа (А. Я. Хатунцева, 1953). Присутствие этого характерного минерала свидетельствует о наличии процессов ассимиляции и загрязнения пород коростенского интрузивного комплекса минералами из вмещающих более древних архейских пород.

Кристаллы монацита обычно несколько крупнее (до 0,30—0,50 *мм*) и окрашены в более яркий желтый цвет. Прозрачны, с жирным блеском. Реакция на фосфор положительная.

Под микроскопом бесцветный с показателями преломления по Np немного выше 1,780, по Ng значительно больше 1,78.

Ксенотим обнаружен только в одном шлихе из кремневого слоя верхнемеловых отложений района пос. Искорость, где он находится в виде призматических кристаллов и их обломков светло-желтоватого цвета с зеленоватым оттенком до желтовато-белого цвета. Непрозрачен, со слабым жирноватым блеском.

Под микроскопом с высоким светопреломлением и очень сильным двупреломлением, обуславливающим резкую псевдоабсорбцию. Показатели преломления по $Np \geqslant 1{,}720$ и по Nm значительно выше 1,78. Одноосный, положительный.

Апатит в бо́льшем количестве присутствует в районе развития основных пород как в их коре выветривания, так и в современном аллювии. В искусственных шлихах из основных пород апатита больше в крупнозернистых габбро-лабрадоритах, чем в мелкозернистом габбро.

В элювии апатит чаще присутствует в виде призматических кристаллов и их обломков, в аллювии обычно в зернах более неправильной формы. Бесцветный, белый или бледно окрашен в голубоватый и зеленоватый цвет (Бондаревка); в инъекционном гнейсе из с. Неделище часто дымчатый. Блеск стеклянный до слегка жирноватого в изломе. Прозрачный до непрозрачного.

Под микроскопом бесцветный прозрачный и сероватый полупрозрачный от включений. Показатель преломления обычно колеблется в пределах $Np \geqslant 1{,}633$ до $\leqslant 1{,}638$.

Подвергавшиеся спектральному анализу тяжелые фракции с преобладанием в них апатита из габбро-лабрадоритов с. Межиричка и инъекционного гнейса с. Неделище несколько отличаются по содержанию в них редких и рассеянных элементов. Докембрийские инъекционные гнейсы отличаются от основных пород коростенского интрузивного комплекса наличием ничтожных количеств (ничтожные следы — сотые доли процента) V, Cr, Ga, La, Sc и несколько большим количеством (до 0,1%) иттрия.

Класс силикатов

Полевые шпаты в бо́льшем количестве обнаруживаются в шлихах из элювия, в вышележащих осадочных толщах обычно присутствуют в единичных зернах таблитчатой и более неправильной формы. Представлены калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. В элювии кислых пород присутствуют калишпаты и кислые плагиоклазы. В элювии основных пород наиболее обычен плагиоклаз, представленный лабрадором.

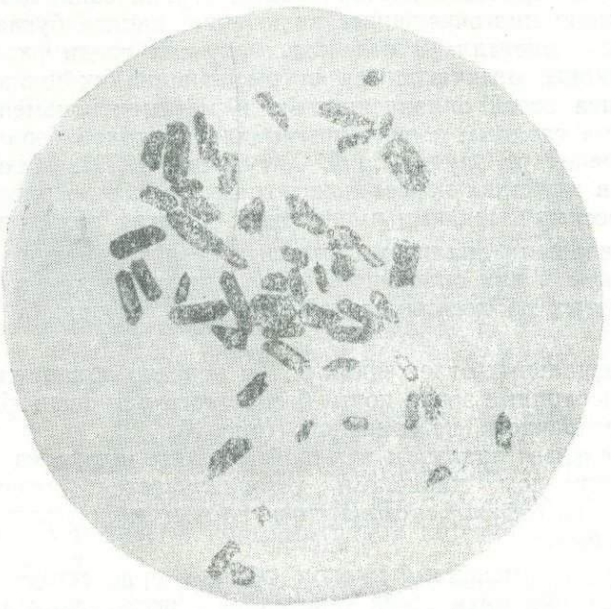


Рис. 2. Циркон из первичных каолинов коростенского гранита с. Мошна Рудня (× 16).

Калишпаты чаще всего окрашены в розовый и желтовато-розовый цвет, иногда под микроскопом обнаруживают решетчатую микроклиновую структуру. Плагиоклазы часто светло-серого, серого, почти белого цвета. Непрозрачны до полупрозрачных. Блеск стеклянный до полустеклянного. Основные плагиоклазы характеризуются следующими показателями преломления: $Np' \leqslant 1{,}557$ до $\geqslant 1{,}554$, $Ng' = 1{,}566$ до $\leqslant 1{,}569$ (окрестности сс. Барды, Дедковичи), позволяющими говорить о принадлежности их к лабрадору. Для них характерно наличие тончайших игольчатых включений ильменита, располагающихся параллельно по определенным направлениям.

Средние плагиоклазы олигоклаз-андезитового состава характеризуются показателями преломления по $Ng' \geqslant 1{,}551$.

Турмалин встречается в единичных знаках или составляет несколько процентов, реже 10—15%, слабоэлектромагнитной фракции. Присутствует в виде неправильных зерен, а также хорошо оформленных кристаллов и их обломков буровато-зеленого до черного цвета. Резкий плеохроизм вплоть до полного поглощения света обнаруживается даже под бинокуляром.

Циркон в большинстве случаев слагает основную массу тяжелой неэлектромагнитной фракции шлихов. Обнаруживает значительное разнообразие форм, физических и оптических свойств, по всей вероятности, в связи с различными источниками сноса его. Значительным распространением пользуются цирконы в виде хорошо оформленных призматических кристаллов и их обломков, характерные для широко развитых в этом районе коростенских гранитов (рис. 2). Кристаллы характе-

ризуются развитием призмы (110) и бипирамиды (111), окрашены в бледно-розовый цвет, в гибридных разностях пород проявляются буроватые и сероватые оттенки. Отдельные кристаллы бывают окрашены в коричневый до темно-коричневого и почти черный цвет, причем окраска часто распределяется дымчато, неравномерно. В последних случаях кристаллы часто бывают трещиноваты.

Размер кристаллов по длинной оси обычно 0,2—0,4 *мм*, реже 0,6 *мм*.

Под микроскопом обнаруживается зонарное строение кристаллов с тонкими, концентрически повторяющими ограничения, линиями. Циркон часто содержит многочисленные включения, иногда буквально переполняющие весь кристалл. В отдельных случаях среди включений различаются цирконы, отличающиеся от вмещающих их цирконов коростенского гранита своей оплавленностью и метамиктноизмененным характером, весьма сходным с описанными для цирконов бердичевского гранита в бассейне р. Случь (А. Я. Хатунцева, 1953). Наличие подобных включений в цирконах коростенских гранитов можно рассматривать как результат ассимиляции ими вмещающих древних архейских пород.

Спектральными анализами тяжелых неэлектромагнитных фракций с преобладанием в них описанного выше циркона устанавливается содержание от сотых до десятых долей процента гафния, а также иттрия и скандия.

В аллювиальных отложениях р. Уж нередко обнаруживаются округлые и эллипсовидные зерна почти бесцветного или очень бледно-розового циркона, прозрачного, не зонарного (рис. 3).

Спектральным анализом тяжелой фракции шлиха из с. Ушица, сложенной в основном цирконом, устанавливается содержание сотых долей процента гафния, следовательно этот циркон также является гафнийсодержащим.

Метамиктноизмененный циркон обычно присутствует в единичных знаках в виде призматических кристаллов с несколько сглаженными гранями, особенно верхушечными. Иногда слабо различаются грани (100), (110), (111) и (211). Кристалы непрозрачны, сильно трещиноваты, окрашены в очень светлый кремовато-бурый, почти белый цвет. Твердость пониженная до 4—6. Размер зерен не больше 0,15 *мм*.

Под микроскопом зонарный, сероватый, полупрозрачный. Светопреломление высокое, но несколько ниже, чем для обычного циркона, двупреломление также немного пониженное, часто аномально пятнистое.

Циртолит в единичных знаках обнаруживается не так уж часто. В искусственных шлихах зафиксирован в габбро-лабрадорите с. Межиричка и габбро — с. Барды. Циртолит обычно образует призматические кристаллы в виде комбинации призмы (110) и бипирамиды (111). Грани их часто оплавлены, с неровной поверхностью, углублениями и выпуклостями. Поверхность кристаллов часто мелкобугристого характера, иногда гладкая, нередко ячеисто-трещиноваты.

Циртолит окрашен в коричневый цвет различной интенсивности. Блеск полустеклянный, почти матовый, в свежем изломе смолистоподобный. Непрозрачный до полупросвечивающего. Излом неровный до неянораковистого. Очень твердый. Размер зерен достигает 0,5—0,9 *мм*.

Под микроскопом циртолит слегка неравномерно окрашен, прозрачный, чистый, без включений. Иногда в нем наблюдается развитие вторичных продуктов в виде причудливого рисунка. Чаще изотропный, хотя иногда двупреломляет, причем всегда значительно слабее, чем циркон.

Из минералов группы граната встречены альмандин, гроссуляр (?), андрадит и уваровит. Из них только альмандин пользуется повсеместным распространением, остальные в единичных знаках зафиксированы лишь в отдельных шлихах.

Альмандин присутствует в переменных количествах от единичных знаков до 10—15 и реже до 30% сильно электромагнитной фракции. Зерна его имеют, как правило, неправильную, более или менее изометричную форму. В аллювиальных отложениях р. Каменки встречены хорошо оформленные тетрагонтриоктаэдрические кристаллы, а также комбинации ромбического додекаэдра и пентагондодекаэдра.

Цвет граната малиновато-розовый различной интенсивности, но более обычны светлые тона. Прозрачный, со стеклянным блеском. Излом раковистый. Твердость около 7.

Судя по физическим и оптическим свойствам, можно предполагать в основном альмандиновый состав описываемого граната, очевидно, с небольшой примесью пироповой, а также частично и других молекул.

Гроссуляр в единичных знаках встречен в отдельных шлихах из района сс. Бондаревка, Пугачевка—Ушомир (элювий), Дедковичи, Искорость. Зерна гроссуляра имеют неправильную, но более или менее изометричную форму. Бесцветный, также белый или слегка окрашенный в светло-буровато-желтые тона. Прозрачный до полупросвечивающего.

Под микроскопом отдельные участки изотропные; чаще обнаруживает оптические аномалии и слабо двупреломляет (пиренеит). Иногда с пятнисто-секториальным распределением интерференционной окраски. Показатели преломления колеблются в пределах от $>1{,}730<1{,}734$ до немного больше, чем 1,743, редко до $\leqslant 1{,}767$ (Дедковичи); оптически двуосный положительный.

Андрадит в единичных знаках встречен в элювии основных пород у с. Барды и дресве гранита в районе с. Искорость, где фиксируется и в современном аллювии, также как в окрестностях с. Дедковичи. Зерна андрадита имеют неправильную более или менее изометричную форму. Окрашены в коричневый цвет различной интенсивности. Размер зерен достигает 1,2 *мм*.

Уваровит. Одно зерно уваровита размером 0,18 *мм* встречено только в одном шлихе из окрестностей с. Дедковичи. Оно имеет неправильную, но более или менее изометричную форму и окрашено в очень яркий травянисто-изумрудно-зеленый цвет. Прозрачный со стеклянным блеском. Излом изометрично-ямчатый. Очень твердый.

Сфен в единичных знаках обнаружен в отдельных шлихах из осадочных отложений в районе сс. Бондаревка, Ушица, Пугачевка — Ушомир, Искорость, Дедковичи, Васьковичи. Чаще устанавливается в элювии основных пород (сс. Барды, Васьковичи); зафиксирован также в искусственном шлихе из гибридного гранита с. Бондаревка. Зерна сфена обычно неправильной формы, изредка попадаются обломки кристаллов. Окрашен в светло-желтый, коричневый, темно-коричневый и серовато-коричневый цвет. Прозрачный со стеклянным блеском.

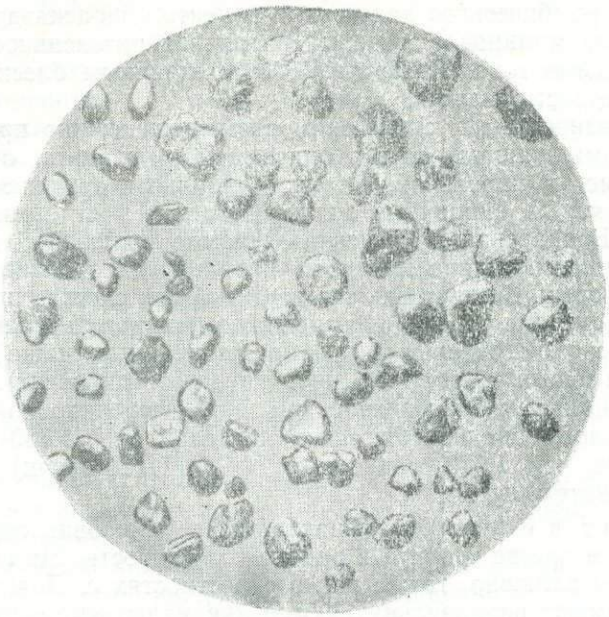
Под микроскопом для более темноокрашенных разностей нередко хорошо выражен плеохроизм от красновато-коричневого по Ng до почти бесцветного по Np.

Лоренценит (?) в единичных знаках встречен в отдельных шлихах из района сс. Ушица, Бондаревка и Ушомир в виде хорошо оформленных кристаллов призматического габитуса и их обломков. Очень редко попадаются прорастания почти взаимно перпендикулярно расположенных кристаллов. Черный непрозрачный, на краях иногда просвечивает темно-коричнево-бурым. Блеск матовый.

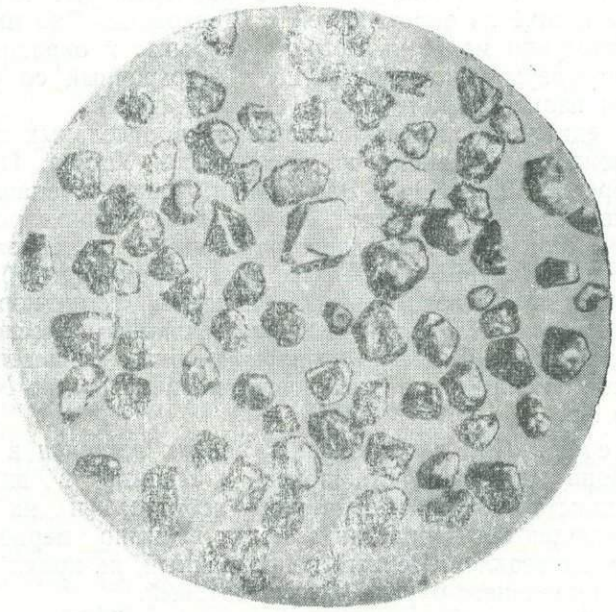
Под микроскопом с очень высоким светопреломлением и очень сильным двупреломлением. Двуосный отрицательный.

Аналогичные по своим физическим и оптическим свойствам минералы встречены в смежном бассейне р. Ирши (М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева, 1953).

Дистен в несколько больших количествах присутствует в четвертичных аллювиальных отложениях и в более древних обнаруживается,



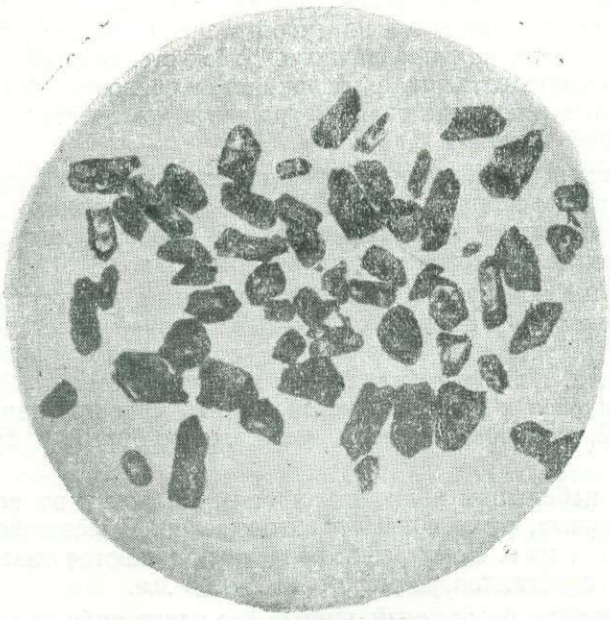
а (I)



б (II)



в (I)



г (II)

Рис. 3. Характер ильменита (*а*, *б*) и циркона (*в*, *г*) из района с. Бондаревка: *I* — в современных аллювиальных отложениях; *II* — в мезозойских континентальных отложениях (*а* × 20; *б* × 25; *в*, *г* × 22).

как правило, в единичных знаках. В искусственных шлифах зафиксирован в гибридном граните из с. Бондаревка. Кристаллы дистена в большинстве своем уплощенные ланцетовидные, реже квадратного габитуса. Спайность совершенная по (100) и несколько хуже (по 010). Бесцветный, прозрачный, иногда становится серым, полупрозрачным от множества включений; очень редко бледно-голубой до голубого.

Андалузит в единичных знаках присутствует в большинстве шлихов в виде призматических и более неправильных зерен обычно бледно окрашенных в розовый цвет.

Под микроскопом в более крупных осколках и зернах обнаруживает плеохроизм от ярко розового по Np до бледно-зеленоватого, голубовато-зеленоватого и почти бесцветного по Ng. Чистый или содержит включения. Показатели преломления по Np=1,638, по Ng=1,648.

В современном элювии сравнительно часто обнаруживаются единичные знаки марганцевого андалузита — виридина. В элювии он встречен в окрестностях х. Тартак, с. Дедковичи, Баскаки и по р. Каменке. Зерна виридина обычно призматической формы и окрашены в зеленый цвет. Прозрачный, со стеклянным блеском. Виридин отличается резким плеохроизмом, заметным даже под бинокуляром, Ng—яркий золотисто-желтый, Nm—яркий яблочно-зеленый, Np—светло-желтый, почти бесцветный. Показатель преломления по Ng = 1,666. Двупреломление умеренное. Сильная дисперсия r<v. Двуосный положительный.

Силлиманит в несколько больших количествах до 2—3% тяжелой фракции присутствует в четвертичных аллювиальных отложениях. В шлихах из элювия нередко встречается в виде удлиненно-призматических кристаллов с вертикальной штриховкой, иногда с конечными гранями. Поперечное сечение призматических кристаллов квадратное или ромбическое, часты обломки призматических кристаллов. В аллювии зерна силлиманита обычно в той или иной степени окатаны. Бесцветный, прозрачный, до белого, полупрозрачного. Блеск стеклянный до шелковистого. Довольно часто встречается волокнистая разность—фибролит. Он непрозрачен, белый или очень светло окрашен в желтоватый, желтовато-сероватый и серый цвет.

Под микроскопом обладает обычным светопреломлением и двупреломлением. В иммерсионных препаратах в целых зернах характерно кольцевое распределение интерференционной окраски, довольно яркой вследствие сравнительно сильного двупреломления.

Ставролит пользуется почти повсеместным распространением; в несколько большем количестве до 15—40% второй электромагнитной фракции обнаруживается в элювиальных отложениях района х. Тартак—с. Дедковичи. Присутствует обычно в виде обломков неправильной или приближающейся к призматической формы. Они прозрачны и окрашены в желтый, коричнево-желтый, реже желто-бурый и буровато-коричневый цвет.

Топаз в небольших количествах встречен почти во всех шлихах в виде неправильных, реже призматических зерен. В мезозойских континентальных песках из с. Бондаревка изредка попадаются также обломки призматических кристаллов размером до 2—2,5 *мм*.

Под микроскопом бесцветный, чистый без каких-либо включений. Показатели преломления топаза из элювиальных отложений района с. Бондаревка равны по Np=1,611, по Ng ⩾ 1,620.

Дюмортьерит встречен в отдельных шлихах из аллювиальных отложений района сс. Ушица, Ушомир, Дедковичи, х. Тартак, Россоховский и по р. Каменке. В шлихах находится обычно в виде обломков кристаллов с продольной штриховкой на гранях призмы. Прозрачный, со стеклянным блеском. Размер зерен 0,30—0,45 *мм*.

Под микроскопом обнаруживает резкий плеохроизм от густосине-

фиолетового по Np до бесцветного по Ng. Показатели преломления по Np $\geqslant$ 1,677, но $<$1,681, по Ng=1,689.

Минералы группы эпидота обнаруживаются обычно в виде мелких неправильных угловатых или округлых зерен, светло окрашенных в желтовато-зеленоватый, зеленовато-желтоватый, почти белый цвет. Отдельные зерна ярко-зеленые. Прозрачны до непрозрачных. Блеск стеклянный до полустеклянного. Для светло-желтой разности из с. Ушомир показатели преломления Np′ $\geqslant$ 1,708, Ng $\leqslant$1,716. Для минерала характерна дисперсия оптических осей $r > v$. По показателям преломления он весьма близок к клиноцоизиту, однако отличается оптически отрицательным характером.

В окрестностях с. Дедковичи в современном аллювии встречено одно зерно марганцевого эпидота — *пьемонтита*. Зерно имеет округлую форму, окрашено в малиново-розовый цвет. Размер 0,10 *мм*.

Под микроскопом обнаруживает резкий плеохроизм от ярко малинового по Ng до светло-желтого по Np. Показатели преломления по Np $\leqslant$ 1,729, но $>$1,725. Двупреломление высокое. Двуосный положительный.

Оливин в единичных зернах встречен в элювиальных отложениях района х. Тартак сс. Дедковичи, Барды, Васьковичи, а также в искусственных шлихах основных пород из сс. Барды—Межиричка. В аллювии отмечен только в одном шлихе ниже с. Дедковичи. Зерна оливина обычно неправильной, но более или менее изометричной формы. Цвет золотисто-желтый, нередко с зеленоватым оттенком, реже темно-золотисто-бурый.

Под микроскопом чистый, прозрачный. Высокие показатели преломления (больше 1,78) свидетельствуют о принадлежности к железистым его разностям, что подтверждается и отрицательным оптическим характером минерала.

Пироксен ромбический, представленный обычно гиперстеном, обнаруживается почти постоянно. В элювиальных отложениях более широко распространен в среднем течении р. Уж. Гиперстен в шлихах присутствует в виде призматических, реже более неправильных обломков светло-буроватого до зеленовато-буроватого цвета, часто с хорошо выраженной спайностью. Прозрачный до полупрозрачного в более крупных зернах. Края зерен нередко зубчатые. Блеск стеклянный до полуметалловидного и слегка шелковистого на плоскостях спайности.

Под микроскопом гиперстен, особенно в более крупных осколках и зернах, обнаруживает резкий плеохроизм от зеленого по Ng до желтовато-розового по Np. Показатели преломления изменчивы; чаще других встречаются две основные разновидности с следующими показателями преломления (окрестности с. Дедковичи):

1) Np $\leqslant$ 1,705; Ng $\leqslant$ 1,721,
2) Np $\geqslant$ 1,730; Ng $\geqslant$ 1,745.

Согласно уточненной диаграмме В. Соболева (1950), первая разновидность отвечает гиперстену с содержанием около 46% железистого компонента, тогда как вторая соответствует гораздо более высокому содержанию железистого компонента — порядка 67%.

В аллювиальных отложениях у с. Ушица показатели преломления гиперстена равны по Np $\leqslant$ 1,718 и по Ng $\leqslant$ 1,732, что указывает на примерное содержание 57% железистого компонента. Угасание прямое.

Возможно, что различия в составе ромбического пироксена обусловлены связью их с различными коренными источниками. Так, коренными источниками сноса наименее железистых гиперстенов, по всей вероятности, являются основные породы коростенского интрузивного комплекса, для которых В. Соболевым определяется содержание железистого компонента около 50%.

Моноклинный пироксен в шлихах обнаруживается го-

раздо реже, чем ромбический. В искусственных шлихах из района сс. Барды—Межиричка встречен в значительных количествах. Присутствует в виде обломков призматических и более неправильной формы. Внешне легко отличим от ромбического пироксена по зеленоватой окраске и обилию частых включений ильменита в виде тонких пластинок, благодаря которым иногда становится непрозрачным. В остальных случаях без специальных исследований ромбический и моноклинный пироксен трудно различаются. В связи с тем, что эта группа минералов подробнее не изучалась, возможно окажется, что последний пользуется более широким распространением.

Под микроскопом моноклинный пироксен бледно окрашен, не плеохроичен. Показатели преломления колеблются в пределах по Ng=1,717—1,726, по Np от $>1{,}683<1{,}689$ до $\leqslant 1{,}698$. Двупреломление высокое. Угол cNg=41—42°. Двуосный положительный.

Эгирин в виде одного обломка почти призматической формы зафиксирован только в элювии из окрестностей с. Дедковичи. Окрашен в интенсивный травянисто-зеленый цвет. Прозрачный, со стеклянным блеском.

Под микроскопом обнаруживает резкий плеохроизм от интенсивно желто-зеленого по Ng, до светло-желтовато-зеленоватого, почти бесцветного, по Np. Показатели преломления по Np немного $>1{,}765$, по $Ng<1{,}780$.

Актинолит и роговая обманка присутствуют совместно или раздельно. В элювиальных отложениях, также как и ромбические пироксены, они встречены преимущественно в среднем течении р. Уж. Только в с. Барды и искусственном шлихе из с. Межиричка содержатся в несколько больших количествах—до 10—40% слабоэлектромагнитной фракции.

Актинолит находится в шлихах обычно в виде обломков призматических и удлиненно-призматических кристаллов с хорошо выраженной спайностью по призме, окрашенных в бутылочно-зеленый до буровато-зеленого различной интенсивности цвет; прозрачны, со стеклянным блеском.

Под микроскопом актинолит соответственно более бледно окрашен, со слабым плеохроизмом. Угол угасания cNg=22°. Двупреломление высокое. Показатели преломления по $Ng=1{,}654\pm0{,}001$ до $\leqslant 1{,}660$; по $Np=1{,}627\pm0{,}001$ до $\leqslant 1{,}631$ (окрестн. с. Баскаки).

Роговая обманка отличается от актинолита своей более темной (черной) окраской, благодаря чему становится непрозрачной и лишь в тонких краях просвечивает темно-бутылочно-зеленым цветом.

Угол cNg обычно равен 16—24°. Для роговой обманки из габбро-лабрадорита с. Межиричка показатели преломления по $Np\leqslant 1{,}670$.

Каолинит. Встречается в ряде мест в виде мелких чешуек, а также землистых примазок на других минералах. Полевые шпаты, попадающие в слабоэлектромагнитную фракцию, часто бывают в той или иной степени каолинизированы.

Галлуазит (?) встречен только по р. Каменке в виде неправильных зерен кремовато-белого цвета. Непрозрачен, с мягким мерцающим блеском.

Под микроскопом скрытокристаллический, аморфный до полураскристаллизованного с мелкоагрегатной поляризацией, как бы образуя переходы к каолиниту. Показатели преломления равны или близки к 1,548.

Биотит и мусковит нехарактерны для шлихов. Мусковит изредка образует пластинчатые кристаллы ромбовидного сечения (с. Баскаки). Бесцветный, в более толстых пластинках и кристаллах, особенно в центральной части, светло-рубиново-коричневатый. Блеск на плоскостях спайности перламутровый. Мусковит из гибридного гранита с. Бондаревки характеризуется показателем преломления по $Nm\leqslant 1{,}603$.

Таблица 4

Химический состав глауконита из верхнемеловых отложений с. Бондаревка

Окислы	Глауконит из с. Бондаревка	Глауконит из с. Новоселки (Л. М. Горбунова, 1950)	Глауконит из с. Лопатино (Л. М. Горбунова, 1950)
SiO_2 свободная	2,88	2,34	4,63
SiO_2 химически связанная . .	46,16	45,90	44,13
TiO_2	0,13	Следы	Следы
Al_2O_3	8,64	10.75	10,87
Fe_2O_3	18,21	19,72	20,10
FeO	2,29	2,02	1,82
MgO	3,65	2,20	2,09
MnO	Нет	0,01	0,01
CaO	0,42	0,6	0,38
Na_2O	0,40	0,32	0,35
K_2O	7,51	6,55	7,57
P_2O_5	0,08	1,17	1,24
SO_3	0,21	0,10	0,10
H_2O гигроскопическая	2,00	5,19	5,67
П. п. п.	6,93	8,52	5,44
Сумма	99,51	100,20	98,96
$Fe_2O_3 : R_2O_3$	57%	54%	55%

В шлихах чаще, чем мусковит, обнаруживаются мелкие чешуйки белой и светло-серой гидрослюды, непрозрачной, с мерцающим до слабо перламутрового блеском. Гидрослюда нередко находится в сростках с полевыми шпатами.

Глауконит благодаря низкому удельному весу является в значительной степени случайным минералом в шлихах, не отражая действительного его содержания в породе. Однако в шлихах из верхнемеловых отложений глауконит встречается чаще и иногда в несколько больших количествах (до нескольких процентов электромагнитной фракции).

Глауконит в шлихах находится в виде округлых почковидных и неправильных зерен светло-зеленого, зеленого, желтовато- и буровато-зеленого цвета.

В лаборатории Института геологических наук АН УССР С. А. Панченко был выполнен химический анализ глауконита из верхнемеловых отложений с. Бондаревка (табл. 4). Глауконит для анализа с большой тщательностью был очищен под бинокулярной лупой.

По своему химическому составу изученный глауконит весьма близок к глауконитам мелководных песчаных фаций, описанных в работе Л. М. Горбуновой (1950 г.) и для сравнения помещенных в табл. 4. Небольшие отличия, заключающиеся в несколько меньшем содержании в глауконите с. Бондаревка Al_2O_3, P_2O_5, H_2O и немного больших содержаниях MgO и TiO_2 вполне объяснимы особенностями столь отдаленных водных бассейнов. Так, например, для глауконитов из сс. Новоселки и

Лопатино характерны довольно высокие содержания P_2O_5 (1,17—1,24), тогда как в глауконите из с. Бондаревки они весьма ничтожны, зато фиксируются более заметные содержания двуокиси титана, видимо в связи со значительным распространением в этом районе титановых минералов, при разложении которых часть титана могла мигрировать, принимая участие и в новообразованных минералах, каким является глауконит. Сопоставление приводимых в табл. 4 анализов обнаруживает также очень близкие, почти одинаковые молекулярные соотношения Fe_2O_3 к сумме R_2O_3 (в пределах 54—57%). Низкое содержание глинозема позволяет отнести минерал к железистой разновидности глауконита. Удельный вес глауконита 2,63.

Таблица 4а

Расчет формулы глауконита

Окислы	Весовые проценты	Молекулярное количество	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO_2 свободная	2,88	—	—	—	—	—
SiO_2 химически связанная	46,16	768	1536	7,14	768	3,57
TiO_2	0,13	1	2	0,01	1	0,005
Al_2O_3	8,64	84	252	1,17	168	0,78
Fe_2O_3	18,21	114	342	1,60	228	1,06
FeO	2,29	32	32	0,15	32	0,15
MgO	3,65	90	90	0,42	90	0,42
CaO	0,42	7	7	0,03	7	0,03
Na_2O	0,40	6	6	0,03	12	0,06
K_2O	7,51	80	80	0,37	160	0,75
P_2O_5	0,08	—	—	—	—	—
SO_3	0,21	—	—	—	—	—
H_2O гигроскопическая	2,00	111	111	1,08	466	2,17
П. п. п.	6,93	385	385 } 233			
			2843 — 263 2580	12		

Общий делитель $2580 : 12 = 215$;

$$A = 2843,\ C = 496,\ Д = 179.$$

$$Y = \frac{2\,(2843 - 496 - 11 \cdot 179)}{21} = 36;\ X = 28 - 12 \cdot 179 - 1336 = 227;$$

$$X + Y = 263;\ C - (X + Y) = 496 - 263 = 233;$$

$$x = 227 : 215 = 1{,}06;\ y = 36 : 215 = 0{,}17.$$

Кристаллохимическая формула: $(K_{0,75}\ Na_{0,06}\ Ca_{0,03})_{0,84}\ [H_3O]_{0,17}\ (Mg_{0,42}\ Fe''_{0,15}\ Fe'''_{1,06}\ Al_{0,35})_{1,98}\ OH_2\ [Si_{3,57}\ Ti_{0,005}\ Al_{0,43}] \cdot 1{,}06\ H_2O$.

В табл. 4а приводится пересчет химического анализа глауконита из с. Бондаревка и вывод кристаллохимической формулы его по методу В. Соболева (1949 г.), исходя из аналогии структуры кристаллической решетки глауконита с гидрослюдами.

Сравнительная минералогическая характеристика разновозрастных осадочных отложений

В бассейне верхнего и среднего течения р. Уж шлиховое опробование проводилось неоднократно, начиная с 1938 г., различными исследователями как в связи со специальными работами, так и при геологической съемке. Осуществляемыми в процессе ведения этих работ минералогическими исследованиями в наиболее хорошо изученных аллювиальных отложениях различными исследователями определялось до 33—35 минералов, а в общей сложности отмечено до 43 минералов. В элювиальных отложениях указаны 23 минерала, в верхнемеловых, неогеновых и палеогеновых отложениях примерно по 20 минералов. Суммарно для всех рыхлых отложений в имеющейся литературе находим указания на наличие в них до 48 минералов. Нашими исследованиями в элювиальных отложениях встречено до 57 минералов, в аллювиальных — 52, в верхнемеловых — 34, в палеогеновых — 36 и в неогеновых — 25 минералов, а всего в рыхлых отложениях установлено до 60 минералов. Впервые в них описываются галенит, молибденит, брукит, метамиктноизмененный циркон, циртолит, гроссуляр, андалузит, уваровит (?), лоренценит (?), виридин, пьемонтит, гидрослюды, галлуазит (?). Из описанных в литературе минералов не встречены киноварь, кальцит, хлоритоид.

Статистические данные по минералогическому составу отложений различного возраста для наглядности сведены в табл. 5. Для сравнения приводится также список минералов (по литературным данным), встреченных в коренных кристаллических породах. Для элювиальных, верхнеюрских — нижнемеловых, верхнемеловых и аллювиальных отложений нами был подсчитан процент встречаемости минералов в данном типе отложений.

По таблице совершенно отчетливо прослеживается, что даже наиболее разнообразные по минералогическому составу аллювиальные отложения по литературным данным и результатам наших исследований в основном повторяют состав коры выветривания этого района за исключением редких находок в элювии барита и нехарактерного для шлихов галлуазита (?), причем барит встречен, судя по литературным данным, также в более древних отложениях палеогенового и верхнемелового возраста. В аллювии очень редко попадаются такие минералы, как уваровит, киноварь, дюмортьерит, хлоритоид и пьемонтит, которые еще до сих пор не известны в коренных породах, очевидно благодаря тому, что относятся к числу очень редких, имеющих локальное распространение акцессоров, выявление которых возможно лишь при большом объеме специальных исследований.

При рассмотрении минералогического состава элювиальных и аллювиальных отложений обращает на себя внимание примерно одинаковый процент встречаемости (без учета повсеместно распространенных: ильменита, циркона, рутила, лейкоксена, магнетита, титаномагнетита и др.) в них таких минералов, как пирит, марказит, гематит, брукит, сидерит, апатит, турмалин, циртолит, гранаты, сфен, пироксены, роговая обманка, касситерит. Одинаковая распространенность этих минералов обусловлена, по всей вероятности как непосредственным размывом коры выветривания (апатит, циртолит, пироксены, сфен, роговая обманка, частично гранаты и др.), так и сингенетичным образованием в зоне гипергенеза таких минералов как пирит, марказит, гематит, сидерит. Частичное выравнивание минералогического состава могло происходить и за счет вмыва

Таблица 5

Таблица минералогического состава разновозрастных образований, развитых в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж

Название минералов	Коренные кристаллические породы (по литературным данным)	Элювиальные отложения		Древние континентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста	Верхнемеловые отложения		Неогеновые отложения		Палеогеновые отложения		Аллювиальные отложения р. Уж и ее притоков	
		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой
Самородные элементы												
Золото	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Сульфиды												
Галенит	+	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	6
Киноварь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Пирротин	+	—	2	+ (I шл.)	—	—	—	—	—	+	+	—
Молибденит	+	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Пирит	+	+	40	100	+	65	+	—	+	+	+	45
Марказит	—	—	52	100	—	65	—	+	—	—	+	60
Галоидные соединения												
Флюорит	+	—	7	—	—	—	—	—	—	—	+	1
Окислы												
Корунд	—	—	26	50	—	54	—	+	—	+	+	70
Гематит (и мартит)	+	—	7	—	—	9	—	—	—	—	+	5
Ильменит	+	+	100	100	+	100	+	+	+	+	+	100
Шпинель	+	+	55	75	—	65	+	+	—	+	+	90
Магнетит	+	+	80	100	—	90	—	+	+	+	+	97
Титаномагнетит	+	—	86	100	—	100	—	+	—	+	+	86
Хромит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—
Рутил	+	+	98	100	+	100	+	+	+	+	+	100
Брукит	—	—	2	—	—	+ (I шл.)	—	—	—	—	—	2
Анатаз	—	+	76	88	—	100	—	+	+	+	+	97
Лейкоксен	+	+	90	100	+	100	+	+	+	+	+	100
Касситерит	+	—	21	75	—	65	—	—	—	—	+	30
Кварц	+	+	100	100	+	100	+	+	+	+	+	100
Горный хрусталь	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Морион	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Название минералов	Коренные кристаллические породы (по литературным данным)	Эловиальные отложения		Древние континентальные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста	Верхнемеловые отложения		Неогеновые отложения		Палеогеновые отложения		Аллювиальные отложения р. Уж и ее притоков	
		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой
Халцедон (кремень)	+	—	—	+	+	+	—	—	—	—	—	+
Опал	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	+	—	24	—	+	—	+	—	—	+	+	12
Кислородные соли и карбонаты												
Кальцит	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—
Сидерит	—	+	19	—	—	—	—	—	—	—	+	14
Сульфаты												
Барит	—	+	2	—	+	—	—	—	+	—	—	—
Молибдаты и вольфраматы												
Шеелит (?)	—	—	2?	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Фосфаты												
Монацит	—	—	55	—	+	65	—	+	—	+	+	77
Ксенотим	—	—	—	—	—	+ (1 шл.)	—	—	—	—	—	—
Апатит	+	+	50	—	—	—	+	—	—	+	+	64
Силикаты												
Полевые шпаты	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+
Турмалин	—	+	83	88	+	100	+	+	+	+	+	99
Циркон	+	+	100	100	+	100	+	+	+	+	+	100
Метамиктноизмененный циркон	—	—	19	—	—	18	—	+	—	+	—	41
Циртолит	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	17
Альмандин	+	+	88	88	+	81	+	+	+	+	+	97
Гроссуляр	—	—	2	+	—	—	—	—	—	—	—	5
Андрадит	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Уваровит (?)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Сфен	+	—	7	—	—	+	—	—	—	+	+	12
Лоренценит (?)	—	—	2	+	—	+	—	—	—	—	—	14
Дистен	—	+	66	100	+	90	+	+	+	+	+	97
Андалузит	+	+	47	75	+	35	—	+	+	+	+	80

Название минералов	Коренные кристаллические породы (по литературным данным)	Элювиальные отложения		Древние континентальные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста	Верхнемеловые отложения		Неогеновые отложения		Палеогеновые отложения		Аллювиальные отложения р. Уж и ее притоков	
		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой		По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	По данным А. Я. Хатунцевой	По литературным данным	% встречаемости по данным А. Я. Хатунцевой
Виридин	—	—	9	—	—	9	—	+	—	+	—	17
Силлиманит	—	+	62	62	—	45	+	+	+	+	+	92
Ставролит	—	+	74	75	+	82	+	+	+	+	+	96
Топаз	—	+	76	88	—	90	+	+	+	+	+	96
Группа эпидота	+	+	74	50	—	55	+	+	—	+	+	92
Дюмортьерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11
Пьемонтит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Оливин	+	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Пироксены ромбические	+	+	50	—	+	—	+	+	+	+	+	60
Пироксены моноклинические	+	—	12	—		—	—	—	—	+		1
Щелочные пироксены	+	—	2	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Эгирин, эгирин—авгит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Грюнерит	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Актинолит	—	—	43	—	—	—	—	+	—	+	—	82
Роговая обманка	+	—	40	—	+	—	—	+	+	+	+	42
Биотит	+	+	24	—	—	—	+	—	+	+	+	16
Мусковит	+	—	9	25	—	9	—	—	+	—	—	6
Циннвальдит	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлоритоид	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Хлорит	—	—	9	—	—	—	—	—	—	—	+	11
Серицит и другие гидрослюды	+	—	28	25	—	9	—	—	—	—	—	15
Глауконит	—	—	19	75	+	82	—	—	+	+	+	21
Каолинит	+	+	+	+					+	+		
Галлуазит	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Стильпномелан	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Условные обозначения: + минерал встречен;
— минерал не обнаружен.

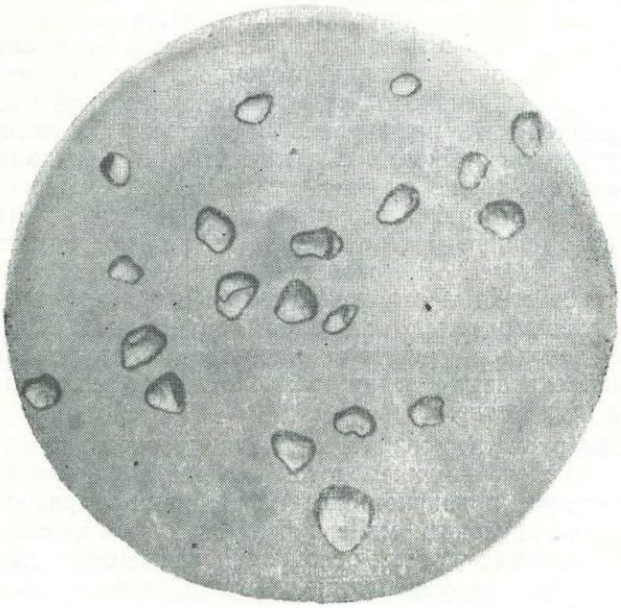
в кору выветривания минералов из покрывающих ее аллювиальных отложений (турмалины, часто гранаты и др.). Многие минералы встречаются в аллювии гораздо чаще (нередко в 1,5—2 до 3 раз). Из них можно назвать корунд, шпинель, монацит, лоренценит, дистен, андалузит, виридин, силлиманит, ставролит, топаз, эпидот, актинолит. Большая распространенность и большие количественные содержания многих минералов в аллювии может быть в какой-то степени связаны с обогащением за счет размыва коры выветривания (лоренценит, актинолит, частично корунд, топаз и др.). Однако окатанность значительной части материала позволяет предполагать нахождение в аллювии большинства из перечисленных минералов (дистен, силлиманит, топаз, андалузит, монацит, эпидот, ставролит) также за счет перемыва осадочных отложений дочетвертичного (и четвертичного) возраста и довольно длительной транспортировки обломочного материала, причем привнос его мог происходить в различные эпохи геологической истории из достаточно отдаленных мест. Для аллювиальных отложений при общей неравномерной степени окатанности слагающих их минералов характерной является лучшая окатанность материала, причем во многих случаях преобладают окатанные и хорошо окатанные зерна; полуокатанные зерна присутствуют в подчиненном количестве.

В отличие от четвертичного аллювия древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста характеризуются почти полным отсутствием признаков окатанности как кварца, являющегося основным породообразующим минералом, так и всех тяжелых минералов, встреченных в шлихах из этих отложений: ильменит, топаз, дистен, силлиманит, андалузит, корунд, шпинель, рутил, циркон, касситерит и др. Лишь очень небольшая часть материала слегка окатана или полуокатана до окатанной (эпидот, часть граната, кварца и др.).

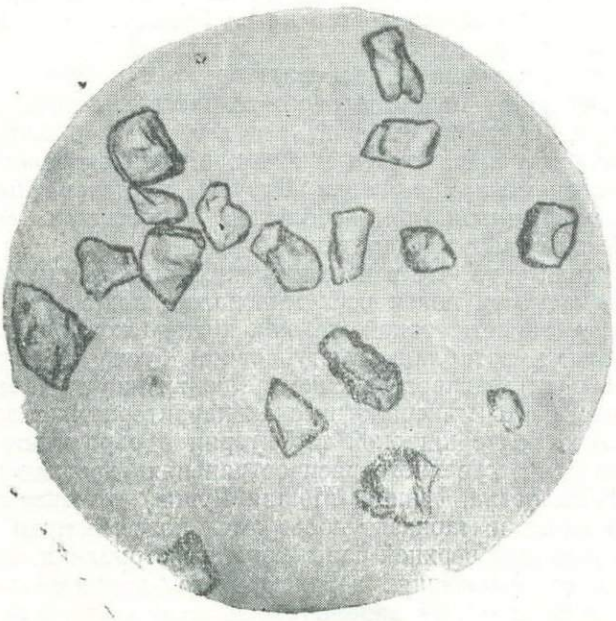
Резкое отличие в характере и степени окатанности всех минералов из современного аллювия и верхнеюрских—нижнемеловых отложений очень наглядно прослеживается в с. Бондаревка, где устанавливается врез поймы р. Крапивенки — левого притока р. Уж в морские верхнемеловые отложения и подстилающую их древнеконтинентальную толщу верхнеюрского—нижнемелового возраста. Наглядное подтверждение этого различия можно получить из рис. 3, 4, 5, характеризующих ильменит, циркон, топаз, дистен и кварц в древнеконтинентальных отложениях и современном аллювии. Рисунки представлены микрофотографиями, выполненными при небольших увеличениях микроскопа, а также в иммерсионных препаратах.

Весьма характерно, что в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях процент встречаемости почти всех минералов, даже при сравнительно меньшей их изученности, такой же, как и для элювиальных отложений. На первый взгляд из таблицы выступает как будто бы более ограниченное (в 2—2,5 раза) распространение в элювии пирита и марказита. Однако если учесть, что минералогическая характеристика элювия дается для значительно более широкой территории и обратиться к рассмотрению района непосредственного распространения древнеконтинентальной толщи (сс. Бондаревка, Ушица, Мошна Рудня), то оказывается, что в пределах его пирит и марказит пользуются повсеместным распространением в исследованной верхней части коры выветривания, так же как и в покрывающих ее отложениях верхнеюрского—нижнемелового возраста, очевидно, в связи с общей заболачиваемостью этого участка. Большим распространением в 2—3,5 раза, чем в элювии, пользуются только корунд и касситерит.

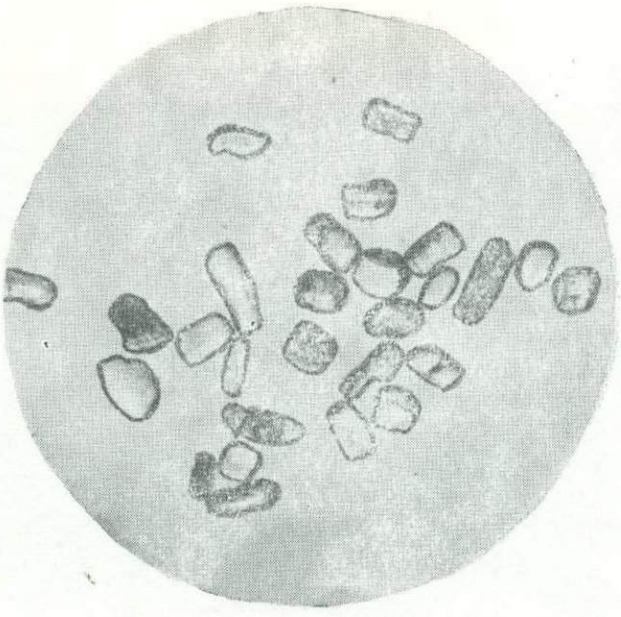
Необходимо отметить, что если по своей качественной минералогической характеристике древнеконтинентальная толща ничем не отличается от элювиальных отложений, которые она покрывает, то по количественному содержанию отдельных минералов, в первую очередь ильменита



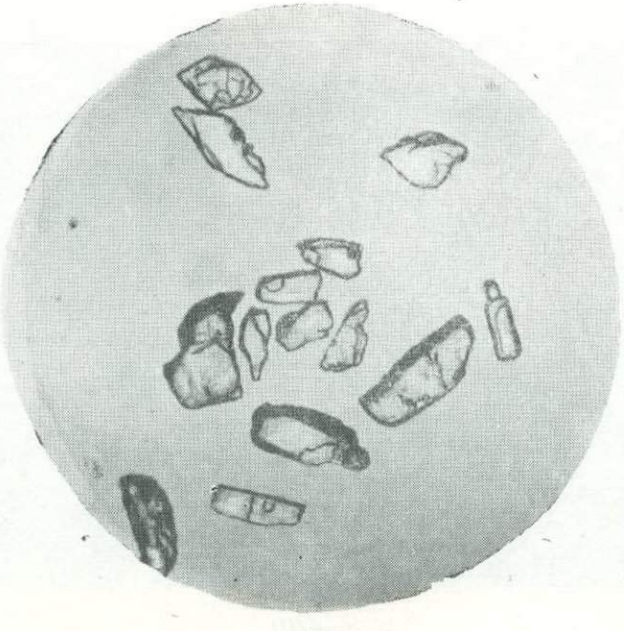
(I)



б (II)

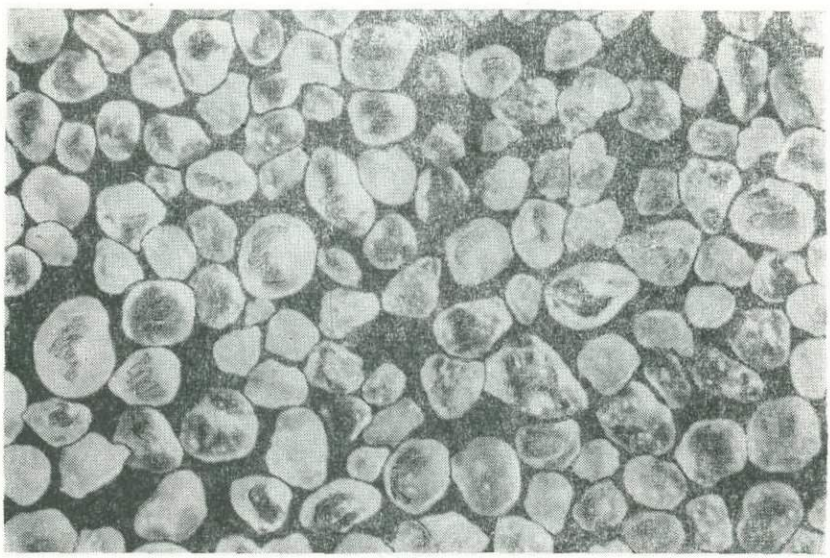


в (I)

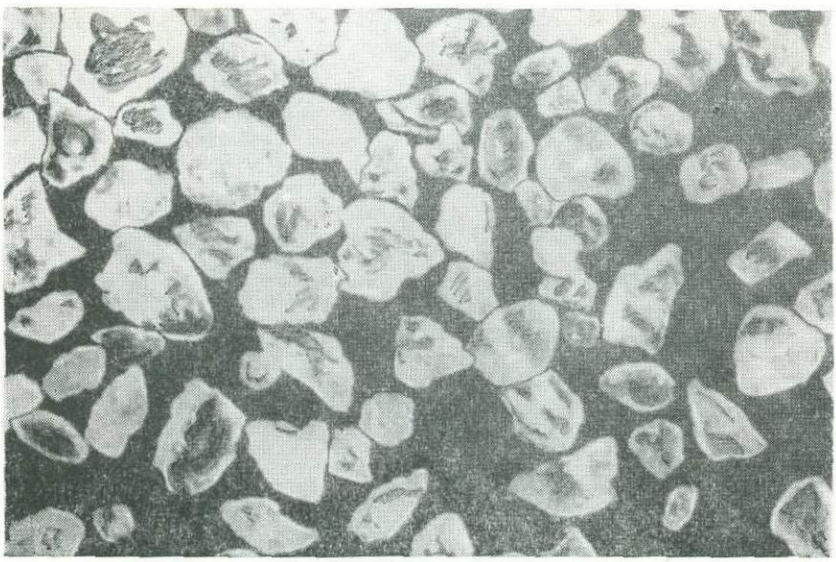


г (II)

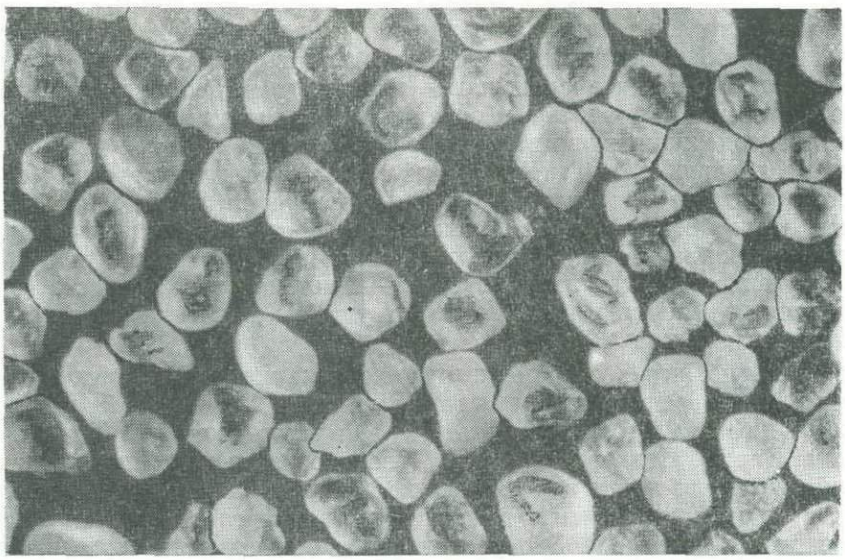
Рис. 4. Характер топаза (*а*, *б*) и дистена (*в*, *г*) из района с. Бондаревка: *I* — в современных аллювиальных отложениях; *II* — в мезозойских континентальных отложениях (*а*, *г* × 20; *б*, *в* × 18).



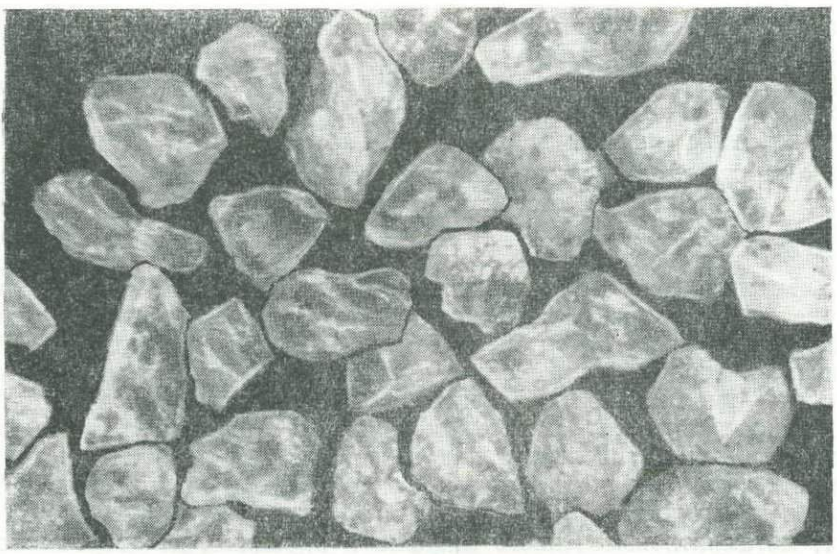
а (I)



б (II)



в (I)



г (II)

Рис. 5. Характер кварца: *I* — в современных аллювиальных отложениях (*а* — с. Бондаревка, *в* — с. Ушица); *II* — в мезозойских континентальных отложениях (*б* — с. Бондаревка, *г* — с. Рафаловка), (*а*, *б*, *в*×20; *г*×10).

и циркона, они значительно отличаются. В песчаных грубо- и разнозернистых фациях древнеконтинентальной толщи происходило значительное обогащение ильменитом, в отдельных случаях до 22—30 раз (с. Мошна Рудня). Следует отметить, что и касситерит в наибольшем количестве (61 знак) обнаружен именно в этих отложениях. Если же учесть, что полному минералогическому анализу подвергались единичные шлихи, то при соответствующем анализе всех шлихов не исключена возможность выявления и более высоких концентраций касситерита.

Чаще всего среднее содержание ильменита в древнеконтинентальной толще песков по отдельным скважинам увеличивается по сравнению со средним содержанием во вскрытой части элювия (или его верхних горизонтов) до двух раз. Такого порядка обогащение прослеживается в районе сс. Ушица—Бондаревка, в с. Рафаловка, в с. Мошна Рудня. Троекратное, четырехкратное до девятикратного обогащение ильменитом отмечено в с. Бондаревка, Рафаловка, Ушица, Мошна Рудня (рис. 6, 7). Реже ильменит в песках верхнеюрского—нижнемелового возраста содержится примерно в таких же количествах, как и в подстилающих их элювиальных отложениях.

Характерно, что в современных аллювиальных отложениях по многим скважинам среднее содержание ильменита в 1,5—2,5 до 5 раз меньше, чем в коре выветривания, которую они размывают (сс. Ушица, Рафаловка, Барды, Дедковичи и др.). Довольно часто ильменит находится в одинаковых или почти одинаковых количествах, и гораздо реже отмечается в аллювии увеличение содержания ильменита в сравнении с подстилающим его элювием. Это увеличение в большинстве случаев, повидимому, связано не с размывом коры выветривания, а происходит за счет среза и перемыва более богатых ильменитом отложений верхнеюрского—нижнемелового и верхнемелового возраста (м. Ушомир, с. Ушица).

По большинству разрезов отмечается также уменьшение содержания циркона в современном аллювии или одинаковое его содержание с подстилающими элювиальными отложениями, хотя в отдельных случаях в аллювиальных отложениях наблюдаются большие концентрации циркона в сравнении с элювием (с. Барды, х. Тартак).

В морских отложениях верхнемелового возраста лишь очень небольшая часть материала хорошо окатана, значительная же часть как кварца, так и ряда тяжелых минералов (ильменита, циркона и др.) совсем не окатана или полуокатана. Отсутствие окатанности у большинства зерен ильменита (рис. 12) и других минералов указывает на очень близкий перенос обломочного материала и почти местный размыв водами верхнемелового моря, развитой в этом районе коры выветривания кристаллических пород, а также более древних осадочных отложений верхнеюрского — нижнемелового возраста. Об этом свидетельствует одинаковая распространенность в верхнемеловых и древнеконтинентальных доверхнемеловых отложениях таких минералов как корунд, шпинель, касситерит, турмалин, топаз, дистен, эпидот (гранат) и др. Одинаковый процент встречаемости в верхнемеловых и элювиальных отложениях монацита, метамиктноизмененного циркона и виридина, не встреченных в верхнеюрских — нижнемеловых отложениях, повидимому, следует связывать с непосредственным размывом водами верхнемелового моря в ряде мест также коры выветривания кристаллических пород.

Палеогеновые и неогеновые морские и континентальные отложения, развитые в основном в пределах так наз. плато, т. е. в восточной части исследованного района, отличаются от описанных выше более древних осадков верхнемелового и доверхнемелового возраста как лучшей сортированностью материала, так и большей тонкозернистостью своих осадков. Минералы, входящие в состав палеогеновых и неогеновых отложений, в основной своей массе более или менее хорошо окатаны, хотя неко-

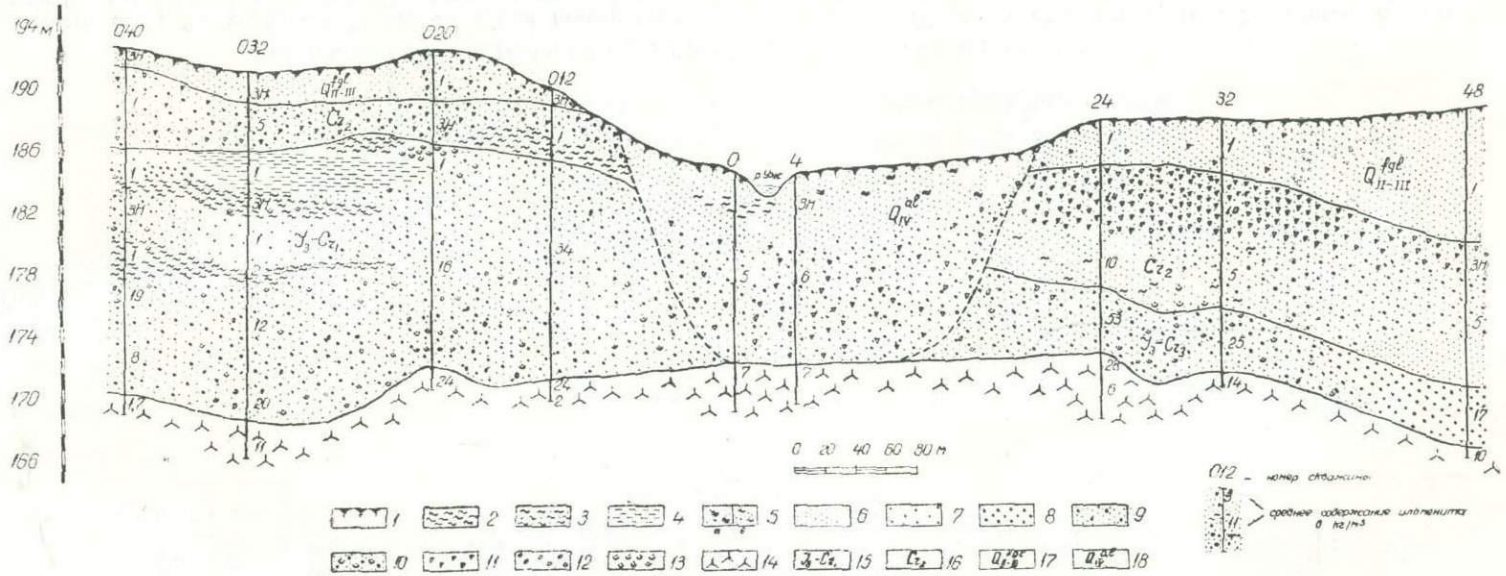


Рис. 6. Геологический разрез через долину р. Уж у с. Рафаловка.

1 — почвенный слой; *2* — глина; *3* — глина песчанистая; *4* — супесь; *5* (*а* — песок илистый; *б* — песок глинистый); *6* — песок мелкозернистый; *8* — песок крупнозернистый; *9* — песок разнозернистый; *10* — песок каолинистый; *11* — щебень кремня; *12* — галька кварца; *13* — вторичный каолин; *14* — первичный каолин. Возрастные и генетические обозначения; *15* — верхнеюрские — нижнемеловые отложения (континентальные); *16* — верхнемеловые (морские); *17* — водно-ледниковые отложения днепровского и валдайского оледенений; *18* — современные аллювиальные отложения.

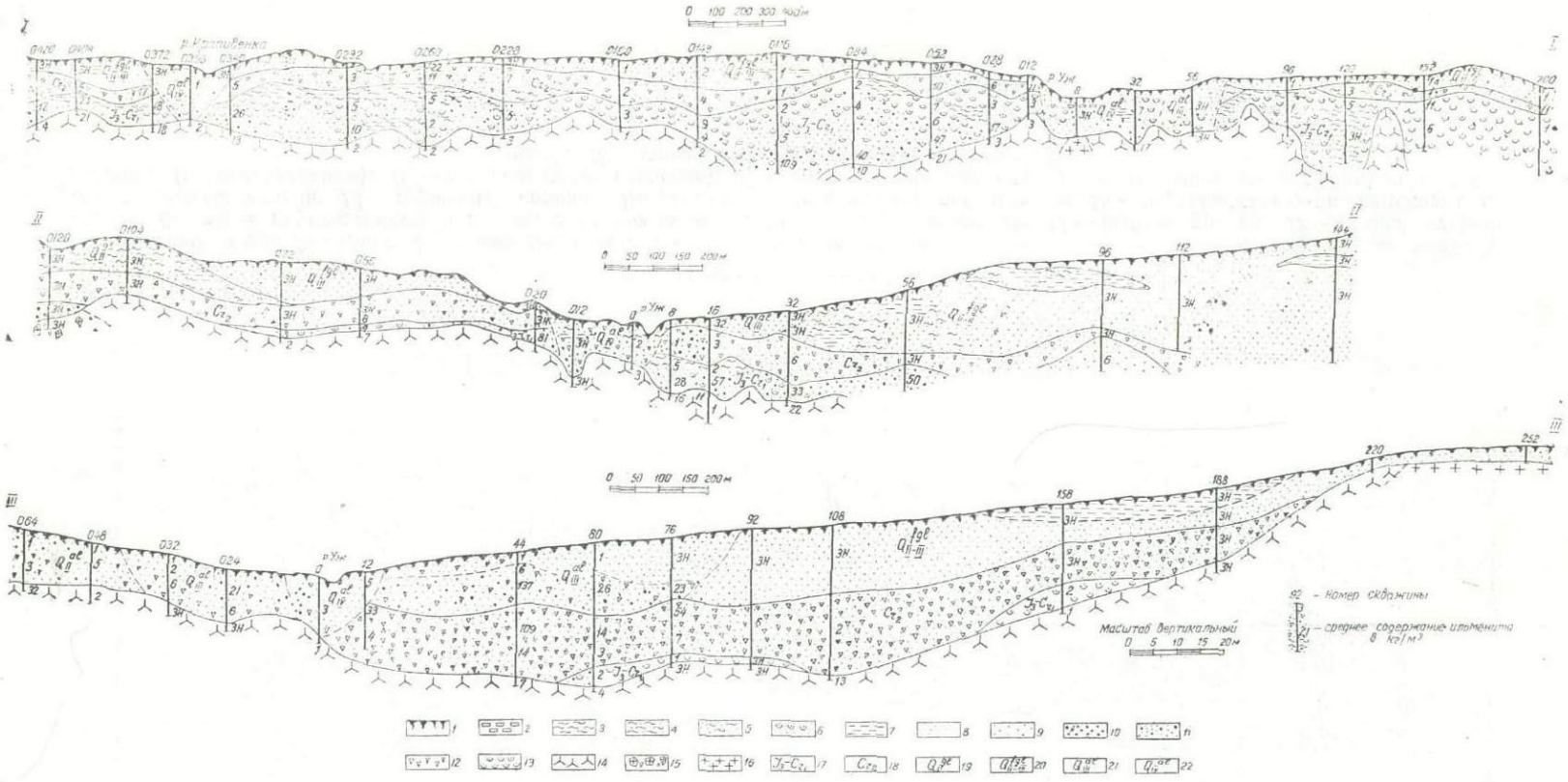


Рис. 7. Схематические геологические разрезы через долину р. Уж и равнину полесского типа.

1 — почвенный слой; *2* — торф; *3* — глина; *4* — глина песчанистая; *5* — песок глинистый; *6* — песок каолинистый; *7* — супесь; *8* — песок мелкозернистый; *9* — песок среднезернистый; *10* — песок крупнозернистый; *11* — песок разнозернистый; *12* — щебенка кремня; *13* — вторичный каолин; *14* — первичный каолин; *15* — дресва; *16* — кристаллические породы. Возрастные и генетические обозначения: *17* — верхнеюрские—нижнемеловые отложения (континентальные); *18* — верхнемеловые (морские) *19* — ледниковые отложения днепровской эпохи; *20* — водно-ледниковые отложения днепровского и валдайского оледенения; *21* — аллювиальные отложения первых надпойменных террас; *22* — современные аллювиальные отложения.

Таблица 6

Средние содержания ильменита в отложениях различного возраста и генезиса, развитых в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж

Местоположение	Элювиальные отложения			Древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста			Верхнемеловые морские отложения			Флювиогляциальные отложения			Аллювиальные отложения первой надпойменной террассы			Современные аллювиальные отложения			Примечание
	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	
х. Россоховский (линия 934)	1,1	0,9	360	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	4,8	360	Долина р. Уж
х. Тартак (л. 966)	1,2	1,0	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	3,4	200	
Между х. Тартак и с. Дедковичи (л. 998)	1,3	1,0	400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	7,0	400	
Ниже с. Дедковичи (л. 1030)	5,2	0,6	480	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	10,6	480	
с. Дедковичи (л. 1062)	0,7	1,2	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	5,6	320	
Окрестности с. Дедковичи (л. 1072)	0,1	1,0	6080	—	—	—	—	—	—	Надморенные Q_{III}^{fgl}									Аллювий р. Уж
										0,02	4,0	2560	0,04	2,3	160	0,67	7,4	320	
										Подморенные Q_{II}^{fgl}									Аллювий р. Лозница
										0,1	3,0	1180	0,08	4,3	400	Зн.	6,6	240	
с. Барды (л. 1136)	10,5	1,0	400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,15	7,0	400	Долина р. Уж
с. Немировка (л. 1200)	1,9	0,7	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	8,3	200	
Пос. Искорость (л. 1264)	0,7	1,0	160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	3,6	200	Долина р. Уж
Выше с. Человка (л. 1328)	0,8	1,0	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,59	11,9	120	

Продолжение табл. 6

Местоположение	Элювиальные отложения			Древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста			Верхнемеловые морские отложения			Флювиогляциальные отложения			Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы			Современные аллювиальные отложения			Примечание
	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	
м. Ушомир (л. 1392)	4,6	1,3	680	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Первая надпойменная терраса 9,8 | 9,6 | 200 Вторая надпойменная терраса 30 | 10,2 | 160			—	—	—	Левый берег
	—	—	—	—	—	—	—	—	17,7	7,0	1760	—	25,06	10,7	560	4,4	14,0	120	Правый берег
Между сс. Березовка—Зарубинка (л. 1444)	1,8	1,5	16000	1,3	1,2	4720	0,1	2,0	44 0	Надморенные 0,06 | 2,3 | 4240 Подморенные 0,4 | 3,1 | 2240			Первая надпойменная терраса 1,7 | 3,5 | 120 Вторая надпойменная терраса 3,0 | 10,2 | 160			3,7	6,0	280	Левый берег р. Уж, данные по элювию для всего разреза
	—	—	—	0,06	2,7	320	0,6	2,1	3200	0,6	8,7	9280	—	—	—	—	—	—	Правый берег р. Уж
	3,8	1,4	1920	20,9	3,75	480	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	7,1	200	Правый берег и долина р. Саженки

Местоположение	Элювиальные отложения			Древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста			Верхнемеловые морские отложения			Флювиогляциальные отложения			Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы			Современные аллювиальные отложения			Примечание
	Среднее содержание ильменита, кг/м²	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	
с. Мошна Рудня (л. 1508)	5,8	1,9	1600	27,0	1,9	1040	0,4	4,5	1040	Надморенные 0,02	3,6	560	0,18	1,1	80	1,15	7,4	160	Левый берег
	—	—	—	26,2	5,3	880	1,8	5,0	1040	0,17	10,8	1120	0,4	2,7	240	—	—	—	Правый берег
с. Рафаловка (л. 1540)	12,7	1,7	880	19,2	16,0	520	0,6	3,4	280	0,7	2,0	280	—	—	—	4,0	12,2	40	Левый берег и долина р. Уж
	—	—	—	30,6	4,1	240	3,9	8,7	240	0,9	4,5	240	—	—	—	—	—	—	Правый берег
с. Ушица (л. 1556)	1,0	0,8	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,3	13,3	240	Долина р. Уж
с. Ушица (л. 1572)	5,8	0,8	5560	14,6	4,2	480	6,0	3,4	480	0,2	4,6	320	—	—	—	0,5	6,0	320	Левый берег р. Крапивенки, левого притока р. Уж (элювий для всей линии)
с. Ушица (л. 1572)	—	—	—	6,2 13,6	7,3 11,5	2060 1220	4,3	3,6	3280	1,3	2,8	3280	0,8	9,1	160	4,1	8,6	400	Междуречье Крапивенка—Уж, долина р. Уж
с. Ушица (л. 1572)	—	—	—	2,0	9,4	1600	2.6	2,4	1600	1,6	2,7	1600	—	—	—	—	—	—	Правый берег р. Уж

Продолжение табл. 6

Местоположение	Элювиальные отложения			Древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста			Верхнемеловые морские отложения			Флювиогляциальные отложения			Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы			Современные аллювиальные отложения			Примечание
	Среднее содержание ильменита, кг/м²	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	Среднее содержание ильменита, кг/м³	Средняя мощность отложений, м	Протяженность, м	
Окрестности с. Белоцкая Рудня (л. 1636)	0,9	1,8	2800	Зн.	1,7	160	1,5	4,0	1280	Надморенные зн. | 2,3 | 1440 Подморенные 0,07 | 1,6 | 640			—	—	—	—	—	—	Левый берег р. Уж
	—	—	—	—	—	—	1,2	3,0	880	Надморенные 0,02 | 3,3 | 320 Подморенные 1,5 | 3,5 | 480			1,2	9,6	400	0,4	5,2	560	Правый берег и долина р. Уж
Ниже с. Баскаки (л. 1636-м)	0,4	1,5	1400	—	—	—	1,0	3,0	1640	Надморенные зн. | 2,0 | 1640 Подморенные 0,002 | 7,6 | 1600			—	—	—	—	—	—	Левый берег р. Уж
	—	—	—	—	—	—	0,03	3,4	2720	Надморенные зн. | 1,4 | 2080 Подморенные Зн. | 7,8 | 80			Зн.	4,3	560	0,04	11,3	160	Правый берег р. Уж
Окрестности с. Баскаки (л. 1668)	0,8	1,5	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	9,0	120	
р. Шестень, с. Васьковичи (л. 32)	3,2	0,8	560	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	2,1	560	
р. Шестень (л. 64)	22,7	0,7	240	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4	4,1	160	
р. Каменка (л. 32)	1,5	0,9	200	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	2,1	520	
р. Каменка (л. 64)	1,3	1,9	720	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	9,9	720	
р. Каменка (л. 96)	0,4	0,9	440	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	12,1	440	
р. Каменка (л. 145)	Зн.	1,5	280	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	14,1	280	

торые минералы в небольшой части бывают плохо окатанными и совсем неокатанными (дистен, силлиманит, ставролит, андалузит, гранат, апатит, гиперстен, иногда также ильменит, турмалин, рутил). Циркон из этих отложений в основной своей массе представлен мелкими, хорошо окатанными зернами. В шлихах из палеогеновых отложений, за исключением харьковского песчаника из района сс. Шатрище—Немировка, обычно в большем количестве присутствует силлиманит. Рутил в них почти всегда окрашен в красный до темно-красного цвет, тогда как в горизонте пестрых глин неогена рутил всегда черный и непрозрачный.

Наибольшей степенью окатанности отличаются минералы в изученных шлихах из различных отложений четвертичного возраста, особенно из моренных отложений и надморенных флювиогляциальных песков.

Отложения третичного (*Pg, Ng* и четвертичного (Q^{fgl}_{II}, Q^{gl}_{II}, Q^{fgl}_{II-III}) возраста характеризуются обычно низким содержанием тяжелых минералов и прежде всего ильменита, что сразу бросается в глаза при сопоставлении выхода шлихов и отдельных фракций и особенно при анализе большого фактического материала по содержаниям ильменита Коростенской геологоразведочной партии. В целях наглядности в табл. 6 дается сводка средних содержаний ильменита в отложениях различного возраста и генезиса по отдельным разрезам.

Характеристика россыпей

В бассейне верхнего и среднего течения р. Уж выделяются следующие основные генетические типы россыпей:

1. Элювиальные.
2. Древнеконтинентальные верхнеюрского—нижнемелового возраста.
3. Морские верхнемелового возраста.
4. Аллювиальные долинные россыпи:
   а) террасовые в пределах надпойменных террас,
   б) русловые в пределах поймы.

По своему практическому значению различные генетические типы россыпей неравнозначны. По существующим в настоящее время кондициям промышленный интерес представляют, главным образом, мезозойские континентальные россыпи и частично образовавшиеся в результате их размыва и переотложения россыпи более молодого возраста.

Элювиальные россыпи

Элювиальные отложения широко распространены на всей площади исследованного района, представляя собой кору выветривания развитых здесь кристаллических пород.

Элювиальные отложения представлены первичными каолинами и дресвой кристаллических пород, часто также каолинизированных. По ряду скважин, пройденных Западноукраинской экспедицией и Украинским геологическим управлением, хорошо прослеживается процесс каолинизации дресвы кристаллических пород и постепенный переход ее в первичные каолины.

Мощность коры выветривания кристаллических пород весьма непостоянна и колеблется от 0,5—1,0 до 12—22 *м*.

Наиболее интенсивное и, повидимому, региональное развитие процессов каолинизации пород кристаллического фундамента с образованием мощной толщи первичных каолинов происходило в более ранние периоды геологической истории района. Н. Т. Вадимов (1949—1950 гг.) определяет время образования первичных каолинов до трансгрессии верхнемелового моря и отмечает, что после мелового времени процессы каолинизации почти совершенно отсутствовали.

Установление непосредственного залегания толщи континентальных

отложений доверхнемелового возраста на первичных каолинах позволяет теперь отнести время образования их к древней коре выветривания доверхнеюрского возраста.

В последующие геологические периоды эта древняя кора выветривания подвергалась размыву, переносу и переотложению. Наиболее интенсивный размыв, при котором толща первичных каолинов уничтожалась полностью, происходил в четвертичное время. В местах, где от четвертичного размыва уцелели третичные и мезозойские отложения, под ними сохранился и покров первичных каолинов, мощность которого подвержена значительным колебаниям, отражая, повидимому, в значительной мере степень дочетвертичной денудации.

Минералогический состав элювиальных отложений зависит в значительной степени от вещественного состава тех кристаллических пород, которые, разрушаясь, превращались в дресву и первичные каолины. Бо́льшее разнообразие минералогического состава элювиальных отложений и некоторое выравнивание его происходит за счет «вмывания» и проникновения в кору выветривания минералов из покрывающих ее осадочных толщ.

Значительное разнообразие петрографических разновидностей пород различного возраста, распространенных в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж, отображает сложное строение кристаллического фундамента этого района. В строении его принимают участие два основных разновозрастных комплекса: наиболее древний гнейсово-мигматито-гранитный комплекс, относимый к архейским образованиям, и коростенский интрузивный комплекс, возраст которого одними исследователями определяется как протерозойский (Н. П. Семененко), другими же относится к палеозою (И. С. Усенко, А. Н. Козловская).

Среди пород архейского возраста наибольшим развитием пользуются метаморфические породы гнейсово-мигматитовой толщи, имеющие сплошное распространение только в западной части исследованного района (в верхнем течение р. Уж до с. Ушица).

Породы основной серии коростенского интрузивного комплекса образуют крупный массив габбро-лабрадоритовых пород между сс. Чеповичи—Мелени на юге и сс. Васьковичи—Обыходы на севере. В самой южной части исследованного района в междуречье Уж — Ирша находится северная часть Иршинского габбро-лабрадоритового массива. Кроме того, в центральной и южной частях района в пределах сплошного поля распространения коростенских гранитов известен целый ряд небольших окон или отторженцев основных пород. По мере ведения геологоразведочных работ их обнаруживается все больше. Так, геологосъемочными работами Украинского геологического управления (Н. Т. Вадимов и В. И. Шунько, 1949—1950 гг.) выявлены основные породы в районе с. Веселовка и Коростенской геологоразведочной партией Западноукраинской экспедиции в 1955 г. устанавливается как будто бы более широкое распространение основных пород (?)к югу от известных выходов их по р. Уж в районе между с. Пугачевка и м. Ушомир.

На основании проведенного нами изучения шлихов можно говорить также о наличии основных пород в районе восточной окраины с. Дедковичи (линия 1030). По скважине 24 эти породы в значительной степени гранитизированы; весьма интересна находка в них щелочного пироксена — эгирина.

Имеющиеся данные совершенно недостаточны для суждения о площадном распространении основных пород на этом участке, обозначенном на имеющихся петрографических картах как район сплошного развития коростенских гранитов.

Элювиальные отложения, образовавшиеся за счет кристаллических пород различного возраста и состава, не обнаруживают особо резкого отличия по количеству содержащихся в них минералов, тем более, что

благодаря явлениям гибридизма, ассимиляции, наложения и повторного метаморфизма самих коренных пород оказывается, что специфические, характерные для того или иного комплекса или типа пород минералы, могут находиться и в породах иного возраста, особенно в их приконтактовых зонах. Так, например, циркон — типичный акцессорный минерал молодых коростенских гранитов часто обнаруживается и в породах, несколько более древней основной серии того же комплекса (сс. Васьковичи, Барды) и в гибридных породах приконтактовых зон с древне архейским комплексом (сс. Ушица, Воронево—Немировка и др.). В элювии кислых и основных пород коростенского интрузивного комплекса часто обнаруживаются единичные знаки монацита, причем он встречен также в искусственном шлихе из мелкозернистого габбро с. Барды. Выявление своеобразных форм кристаллов этого минерала идентичных монацитам древнеархейских гранитов бердичевского типа возможно связано с явлениями ассимиляции и загрязнения пород коростенского интрузивного комплекса минералами из вмещающих пород.

О широком развитии контактовых и контактово-метасоматических процессов в коренных породах свидетельствует и наличие в элювии их таких минералов, как пирротин, андрадит, гроссуляр, корунд, циртолит. Последний установлен также в искусственных шлихах из основных пород в районе сс. Барды—Межиричка.

Если сам по себе перечень содержащихся в элювиальных отложениях минералов и не позволяет сразу выделить те типы пород, за счет которых образовался элювий, то при более детальном знакомстве с индивидуальными особенностями содержащихся в нем минералов, это делается сравнительно легко, так как одни и те же минералы в пределах различного возраста и состава часто обнаруживают довольно резкие отличия. Это позволяет по наличию тех или иных минералов из элювиальных отложений устанавливать исходный характер и в большинстве случаев также и принадлежность к тому или иному возрастному комплексу. Весьма существенным дополнительным критерием при этом служат и количественные содержания отдельных характерных минералов, в первую очередь ильменита.

Наибольшие содержания ильменита характерны для основных пород коростенского интрузивного комплекса, хотя, как это устанавливается по смежному району бассейна р. Ирша, среди последних имеются и бедные разности, преимущественно мономинерального лабрадоритового состава. Содержание ильменита в коре выветривания основных пород достигает в отдельных пробах 34—51 *кг/м*^{3} (с. Барды), иногда и 125 *кг/м*^{3} (с. Васьковичи). По многим пробам из элювия основных пород содержание ильменита сравнительно низкое — порядка 3—5 *кг/м*^{3} и часто опускается до 1—1,5 *кг/м*^{3}.

В гораздо меньших количествах содержится ильменит в коре выветривания гранитов коростенского интрузивного комплекса, хотя следует отметить, что в сравнении с кислыми породами других комплексов более древнего возраста они несколько обогащены ильменитом. Так, например, в дресве розового крупнозернистого гранита в окрестностях с. Зеленица содержится около 1,5 *кг/м*^{3} ильменита.

На площади развития коростенских гранитов, содержание ильменита в элювии по большинству проб колеблется от 1,0 до 2,9 *кг/м*^{3} и редко спускается ниже 1 *кг/м*^{3}. В некоторых случаях отмечаются еще более высокие содержания ильменита — порядка 6—10 *кг/м*^{3} и больше (сс. Ушомир, Рафаловка). При этом следует конечно учитывать возможность обогащения вскрытой поисково-разведочным бурением самой верхней части коры выветривания. Так, например, у с. Мошна Рудня в скважинах отчетливо прослеживается убывание с глубиной содержаний ильменита с 6—10 *кг/м*^{3} до 2,1 и 0,5—0,6 *кг/м*^{3} в конце интервала (рис. 7). У с. Рафаловка содержания ильменита с глубиной резко сни-

жаются от 21—28 до 6,1—0,3 *кг/м*³. Следовательно, в самой верхней части элювиальных отложений происходит сильное обогащение ильменитом в 4—12 и более раз.

Возможно, что в самих коростенских гранитах происходит некоторое обогащение ильменитом приконтактовых зон массивов, так как по всем линиям, пройденным в этих местах, отмечаются несколько более высокие средние содержания ильменита в элювии порядка 1,8—2,2 *кг/м*³, тогда как по линиям удаленным от контактовых зон среднее содержание ильменита опускается часто до 1—0,3 *кг/м*³. У Н. Т. Вадимова и В. И. Шунько (1949—1950) имеются указания на то, что выход шлиха, сложенного в основном ильменитом, из первичного каолина в районе с. Холосно, где развиты серые граниты, составляет 20,6 *кг/м*³. Наиболее низкими содержаниями ильменита характеризуется элювий архейского гнейсово-мигматито-гранитного комплекса, в большинстве проб из которого фиксируются лишь знаки ильменита (сс. Белка, Баскаки). Исключением при первом взгляде как будто бы является район сс. Ушица — Бондаревка, расположенный на территории развития гнейсово-мигматитового комплекса архея. Среднее содержание ильменита во вскрытой верхней части первичных каолинов составляет 5,8 *кг/м*³. Однако минералогическое изучение шлихов из элювиальных отложений района с. Ушицы позволяет предположительно говорить об образовании их за счет кислых гибридных или смешанных пород со значительным участием магмы коростенского гранита вплоть до почти чистых его разностей, содержащих наиболее характерно выраженные для них акцессорные минералы.

Вполне вероятно, что в этом районе контакт коростенских гранитов с древней гнейсово-мигматитовой толщей имеет более неправильные контуры и сдвигается в сторону сс. Ушица—Бондаревка. Контактовая зона очевидно осложняется ксенолитами, жильными пересечениями, клиньями-внедрениями и пр. не только кислых, но и основных пород [1].

Элювиальные россыпи, связанные с корой выветривания, сложного по своему составу и строению кристаллического фундамента в верхнем и среднем течении р. Уж по имеющимся данным характеризуются сравнительно невысоким содержанием в них ильменита (табл. 6). Среднее содержание ильменита во вскрытой верхней части коры выветривания только в отдельных случаях достигает 5,2—13,2 *кг/м*³ (сс. Дедковичи, Барды, Ушица—Бондаревка, Рафаловка) и 22,7 *кг/м*³ (р. Шестень).

Низкое содержание ильменита в элювиальных отложениях по большинству пройденных разрезов обусловлено ограниченным распространением богатых ильменитоносных основных пород.

В настоящее время имеется еще очень мало данных для суждения о распределении ильменита в элювиальных отложениях в вертикальном разрезе, так как поисково-разведочным бурением вскрыта лишь самая верхняя часть коры выветривания. Однако приведенные выше данные вполне определенно указывают на возможность в ряде мест значительного обогащения верхней части элювиальных отложений ильменитом, вплоть до промышленных его концентраций даже при сравнительно низких содержаниях ильменита в самих кристаллических породах.

Древнеконтинентальные россыпи верхнеюрского-нижнемелового возраста

Большой интерес представляют древние погребенные россыпи, приуроченные к мезозойским континентальным отложениям, впервые устанавливаемым для этого района.

Древнеконтинентальные толщи во многом отличаются от более мо-

[1] Работами 1956 г. Коростенской ГРП Западноукраинской экспедиции довольно крупный массив основных пород выявлен в 7—10 *км* к северо-западу от с. Ушицы.

лодых, в том числе и четвертичных осадочных образований. Главными отличиями являются:

1. Чрезвычайная неоднородность механического и литологического состава и смена, нередко на близких расстояниях, песчаного материала глинистым и наоборот. В песчаных фациях наряду с гравелистым и крупным песчаным материалом содержится также большее или меньшее количество средне-, мелко- и тонкозернистого материала. Намечается общая тенденция к преобладанию более тонких глинистых осадков в верхней части разреза, а более грубозернистых песчаных — в нижних горизонтах толщи, покрывающей непосредственно кору выветривания кристаллических пород. Очень характерными для этих отложений являются пески, отличающиеся почти полным отсутствием сортировки. Наряду с гравелистым без каких-либо признаков окатанности материалом они содержат большее или меньшее количество средне-, мелко- и тонкозернистых фракций. Главным породообразующим минералом песков и гравия является серый и бесцветный кварц, неправильная форма зерен которого и часто крупные размеры свидетельствуют о вымывании его из крупнозернистых гранитоидных пород. Нередко встречаются более или менее идиоморфные зерна кварца, столь характерные для гранитов коростенского типа.

2. Широкое развитие в пределах толщи вторичных каолинов и повсеместная более или менее равномерная примесь каолинистого материала во всех песчано-глинистых отложениях. В песчаных горизонтах толщи, кроме того, нередко наблюдаются также более или менее мощные прослои вторичного каолина, особенно в нижней части разреза. Появление каолинистого материала в отложениях верхнеюрского — нижнемелового возраста связано с перемывом и переотложением подстилающих их первичных каолинов. Это свидетельствует о том, что широкое развитие процессов каолинизации поверхностных частей этого участка кристаллического щита происходило в доверхнеюрское время.

3. Наличие древнеконтинентальной толщи углистых глин, особенно в верхних частях разреза, нередко с сохранившимися обугленными растительными остатками. Углистые глины содержат большое количество пыльцы и спор, однородных как по сохранности без следов последующего переноса и перемыва, так и по видовому составу.

Глины и вторичные каолины, покрывающие толщу разнозернистых песков так же как и кремневые отложения турона, предохраняли эти пески от последующего размыва.

4. Отсутствие окатанности или очень слабая окатанность как кварца, являющегося основным породообразующим минералом, так и всех тяжелых минералов, встреченных в шлихах из этих отложений — ильменита, топаза, циркона, дистена, силлиманита, андалузита, корунда, шпинели, касситерита и др.

5. Присутствие в песчано-гравийных отложениях древнеконтинентальной толщи в основной массе неокатанного материала отдельных прекрасно окатанных галек кварца размером до нескольких сантиметров, и очень небольшого количества более мелких хорошо окатанных кварцевых зерен. Отсутствие кремневых стяжений.

6. Полная идентичность в качественном выражении минералогического состава древнеконтинентальных отложений с подстилающими их элювиальными отложениями, причем отмечается даже одинаковый процент распространенности почти всех тяжелых минералов.

7. По количественному содержанию различных тяжелых минералов, в первую очередь ильменита и циркона, древнеконтинентальные толщи весьма неоднородны, причем улавливаются следующие закономерности в распределении тяжелых минералов: в местах сплошного развития в вертикальном разрезе вторичных каолинов на территории распространения кислых пород (с. Ушица), они так же как и в мелкозернистых и

тонкозернистых песках не концентрируют в себе тяжелых минералов, тогда как в пределах контуров массивов основных пород происходит сильное обогащение вторичных каолинов ильменитом (р. Лемня).

В гравелистых же грубо- и разнозернистых песчаных фациях древнеконтинентальной толщи в ряде случаев даже в пределах площадей развития кислых пород (очевидно, при наличии не вскрытых еще контактных зон с мелкими массивами и дайками основных пород) происходит значительное обогащение ильменитом в сравнении с подстилающим элювием (с. Ушица, Рафаловка, Мошна Рудня).

Древнеконтинентальная толща верхнеюрского—нижнемелового возраста сохраняется чаще всего под морскими верхнемеловыми отложениями в понижениях и ложбинах древнего рельефа, отчетливо выделяющихся на карте поверхности кристаллического фундамента (приложение 2).

Только в районе правобережья р. Саженки и дальше к юго-востоку уже на левобережье р. Ирша в районе р. Лемня и др. мезозойские континентальные отложения непосредственно покрываются четвертичными отложениями и в ряде мест частично перемыты в четвертичное время.

В пределах обозначенных на карте понижений кристаллического ложа (его коры выветривания) и выделенной площади возможного распространения мезозойских осадков, континентальные доверхнемеловые отложения не пользуются повсеместным распространением. В ряде мест они смывались еще водами верхнемелового моря (с. Белоцкая Рудня и др.) и на части территории уничтожились более поздним третичным и, повидимому, в основном интенсивным четвертичным размывом.

Не исключено, что толща отложений с доминирующими вторичными каолинами, встреченная южнее с. Дедковичи и под палеогеновыми отложениями в пределах Чеповичского массива основных пород, также образовалась в основном в доверхнемеловое время. Распространение этих отложений приурочено к довольно глубокому ложбинообразному понижению кристаллического фундамента на его восточной окраине, вытянутому в субмеридиональном направлении с целым рядом заливообразных и жолобообразных притоков (приложение 2, район сс. Купечь—Татарновичи, Новаки, Моства, Дедковичи и др.). Кроме вторичных каолинов, в состав толщи здесь входят также темно-серые плотные суглинки и глины, а также разнозернистые до гравийных, реже мелкозернистые пески. Песчаные отложения вскрыты отдельными скважинами, причем характерно, что в своем распространении они приурочены лишь к западным склонам ложбинообразного понижения. Наибольшая мощность отложений этой толщи зафиксирована у с. Новаки, где под вторичными каолинами мощностью 12 *м* залегает пласт такой же мощности крупнозернистых до гравийных песков с прослоями, образованными щебенкой кристаллических пород.

Среднее содержание ильменита на всю толщу древнеконтинентальных отложений колеблется от 2,0 до 30,6 *кг/м*^{3} (табл. 6), распределяясь по отдельным разрезам следующим образом:

1. Село Мошна Рудня (рис. 7), на протяжении около 1 *км* по каждому берегу среднее содержание ильменита равно 26,2—27,0 *кг/м*^{3} при средней мощности отложений по правому берегу — 5,3 *м*, по левому — 1,9 *м*. По правому берегу толща погружается под мощный покров четвертичных отложений, и граница ее распространения не оконтурена.

2. Село Рафаловка, по правому берегу на протяжении 240 *м* при средней мощности 4,1 *м* среднее содержание ильменита составляет 30,6 *кг/м*^{3}, по левому берегу на расстоянии 280 *м* среднее содержание ильменита равно 19,2 *кг/м*^{3} при средней мощности древнеконтинентальных отложений в 16 *м*.

3. Села Ушица—Бондаревка, по правому берегу р. Уж средние содержания ильменита равны 2,0 *кг/м*^{3} при средней мощности отложений

9,4 *м*, по левому берегу на протяжении около 1 *км* при средней мощности отложений 11,5 *м* содержания ильменита равны 13,6 *кг/м*^{3}, еще дальше на протяжении около 2 *км* средние содержания ильменита равны только 6,2 *кг/м*^{3} на среднюю мощность отложений 7,3 *м*. По левому берегу р. Крапивенка на протяжении 480 *м* среднее содержание ильменита составляет 14,6 *кг/м*^{3} на среднюю мощность отложений 4,2 *м*. Площадь распространения древнеконтинентальных отложений в этом районе не оконтурена.

4. По правому берегу р. Саженки древнеконтинентальные отложения, частично перемытые, прослеживаются на расстоянии 480 *м* и при средней мощности 3,75 *м* среднее содержание ильменита в них равно 20,9 *кг/м*^{3}.

Из приведенной характеристики ильменитоносности толщи мезозойских континентальных отложений видно, что во многих участках они по всей своей мощности представляют собой промышленные россыпи ильменита, особенно в тех случаях, когда вторичные каолины, глины и другие тонкозернистые осадки, покрывающие продуктивные гравийно-песчаные неравномернозернистые отложения, уничтожены последующим верхнемеловым размывом (сс. Мошна Рудня, Рафаловка, правый берег). На правом берегу р. Уж в с. Мошна Рудня встречены бедные ильменитом глины и вторичные каолины, залегающие в верхней части толщи, которые должны быть отнесены к вскрыше россыпи (рис. 7). Мощность этих глин и каолинов равна 1,5—3,0 *м*.

В с. Рафаловка по левому берегу в древнеконтинентальной толще выделяется пласт россыпи ильменита средней мощности 9 *м* при среднем содержании 32,5 *кг/м*^{3}. Вскрыша россыпи на данном участке имеет среднюю мощность 12,0 *м* при среднем содержании ильменита 1,9 *кг/м*^{3}. Во вскрышу россыпи попадает верхняя часть древнеконтинентальной толщи, сложенная в основном глинистыми и другими тонкозернистыми осадками, верхнемеловые отложения (возможно частично перемытые) и флювиогляциальные отложения (Q^{fgl}_{II-III}).

На междуречье Уж—Крапивенка выделяется богатая россыпь ильменита, приуроченная к нижним горизонтам древнеконтинентальной толщи на протяжении 880 *м*. Средняя мощность россыпи 4,5 *м*, среднее содержание в ней ильменита 41,5 *кг/м*^{3}. Вскрыша россыпи имеет мощность в среднем 14,6 *м* при среднем содержании ильменита 3,4 *кг/м*^{3}. Вскрышу россыпи составляют: 1) верхняя часть древнеконтинентальной толщи, сложенная преимущественно мелкозернистыми песками, иногда с очень небольшой примесью более грубозернистого материала, вторичными каолинами и глинами, 2) верхнемеловые отложения (кремнистый слой), 3) флювиогляциальные отложения.

Пойма р. Крапивенка врезается в древнеконтинентальную толщу, представляющую собой россыпь, правда, с несколько менее выдержанными содержаниями ильменита, но представляющими в большинстве своем несомненно практический интерес. Так, среднее содержание ильменита в древнеконтинентальной толще по отдельным разрезам достигает 18—25 *кг/м*^{3}.

Таким образом, при оконтуривании мезозойских континентальных россыпей следует учитывать возможность островного распространения последних, преимущественно в пониженных частях кристаллического ложа, неравномерность локализации ильменитовых россыпей в пределах самой древнеконтинентальной толщи и связь с коренными источниками сноса.

5. Россыпи ильменита в верхнеюрских—нижнемеловых отложениях, кроме описанных выше, встречены и предварительно разведаны Коростенской ГРП в бассейне р. Лемни — левого притока Ирши (район села Лесовщины).

В результате выполненных здесь в 1955 году поисково-разведочных

работ месторождение оценено как промышленное. Ниже приводится несколько более подробная его характеристика.

Рассматриваемое месторождение расположено в пределах Волынского массива основных пород и приурочено к крупному долинообразному понижению доверхнеюрского возраста в кристаллическом фундаменте. Последнее вытянуто в северо-западном направлении и является связывающим звеном между древними погребенными долинами того же возраста, одна из которых на северо-западе проходит вдоль реки Ужа (приложение № 2) и вторая оконтурена М. Ф. Векличем на юго-востоке — по междуречью Ирши и Тростяницы. К центральной древней долине в пределах месторождения примыкает ряд небольших, также погребенных, притоков северо-западного направления.

В геологическом строении описываемых долин принимают участие четвертичные, палеогеновые, верхнемеловые и нижнемеловые верхнеюрские континентальные отложения, подробно описанные в этом сборнике М. Ф. Векличем. Мезозойские континентальные отложения обычно обогащены ильменитом и выполняют днища древней долины и ее притоков, образуя россыпи. Две из них приурочены к центральной долине северо-западного простирания; третья россыпь — к ее притоку с юго-запада.

Наиболее детально изученная россыпь центральной долины вытянута в северо-западном направлении на протяжении около 7 *км* в виде извилистой полосы, имеющей пережимы до 100 *м* и раздувы до 1000 *м* шириной. Средняя ширина россыпи составляет 340 *м*. На юго-восточном фланге выклинивание россыпи не установлено. Выработками прослежен поворот ее от современного русла р. Лемни к югу, где она, по всей вероятности, соединяется с россыпью междуречного месторождения. На северо-западном фланге, несмотря на наличие в пределах долины обогащенных ильменитом верхнеюрских — нижнемеловых отложений, содержание его на горную массу не достигает кондиционного и составляет 3,8—8,0 *кг/м*^{3}.

Вторая россыпь изучена еще недостаточно. Она, повидимому, вытянута в общем направлении основной древней долины. Однако форма этой россыпи значительно осложнена в результате эрозионной деятельности днепровского ледника.

Мезозойские континентальные россыпи, расположенные в пределах примыкающих правых долин, прослеживаются не только по довольно глубоко врезанной и сравнительно узкой долине, а также и за пределами долины на ее склонах. В продольном сечении описываемая долина отличается бóльшим уклоном, который составляет около 4 *м* на 1 *км*. Россыпь вытянута по долине и вдоль по ее склонам на протяжении 4 *км*, разветвляясь в истоках на несколько ветвей и имеет непостоянную ширину, которая колеблется от 150—200 до 700 *м* при среднем значении 280 *м*.

Отложения верхней юры — нижнего мела, слагающие описываемые россыпи ильменита, представлены темно-серыми разнозернистыми каолинистыми песками, вторичными каолинами, реже каолинистыми супесями и глинами (рис. 8).

При всей пестроте состава описываемых пород, на месторождении Лемня представляется возможным выделить три литологических типа руд, которые достаточно обособлены и локализуются в пространстве:

1. Руды, сложенные преимущественно вторичными каолинами, распространены, в основном, за пределами древней долины.

2. Руды, представленные разнозернистыми гравийными песками, встречены в северо-западной части основной россыпи центральной долины.

3. Смешанные руды пользуются наибольшим распространением. Для них характерно чередование вторичных каолинов и песков между собой

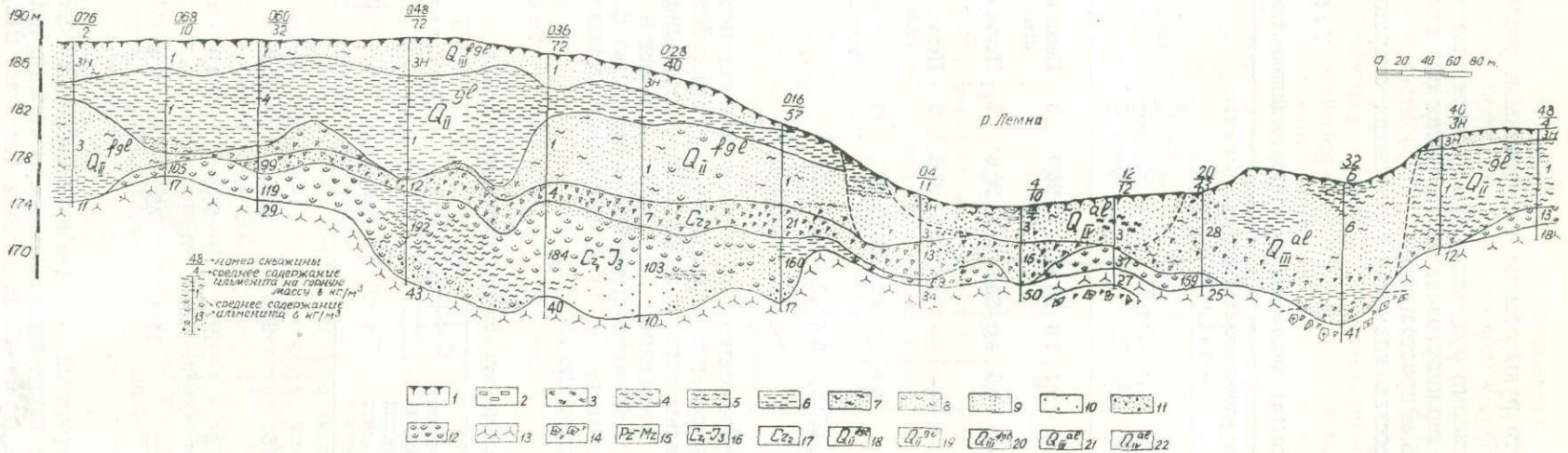


Рис. 8. Геологический разрез через погребенную мезозойскую долину в районе р. Лемня (составил В. А. Дусяцкий).

1 — почвенный слой; *2* — торф; *3* — ил; *4* — глина; *5* — суглинок; *6* — супесь, песчанистая глина; *7* — песок глинистый; *8* — песок каолинистый; *9* — песок мелкозернистый; *10* — песок среднезернистый; *11* — песок разнозернистый; *12* — вторичный каолин; *13* — первичный каолин; *14* — дресва кристаллических пород. Возрастные и генетические обозначения: *15* — палеозой-мезозойские отложения; *16* — верхнеюрские—нижнемеловые (континентальные); *17* — верхнемеловые (морские); *18* — водно-ледниковые отложения днепровского оледенения; *19* — ледниковые отложения днепровской эпохи; *20* — водно-ледниковые отложения валдайского оледенения; *21* — аллювиальные отложения первых надпойменных террас; *22* — современные аллювиальные отложения.

в виде небольших линз. Эти руды обычно приурочены к русловым фациям древних долин.

Между выделенными типами руд существуют постоянные переходы, хотя при более детальных геологоразведочных работах они смогут быть выделены достаточно четко в пространстве.

Гранулометрический состав ильменита в шлихах охарактеризован в табл. 7.

Таблица 7

Гранулометрический состав ильменита по месторождению Лемня

Местоположение россыпей	№ пробы валовой	Гранулометрический состав ильменита в %, фракции в *мм*						Тип руды	Краткая характеристика
		> 3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	< 0,25		
Основная россыпь центральной долины	21965	0,16	1,2	7,8	33,8	30,1	26,9	3	Песок крупнозернистый, глинистый
Основная россыпь центральной долины	37391	—	0,5	4,0	35,1	39,5	20,8	2	Песок крупнозернистый, кварцевый
Вторая россыпь центральной долины	36542	—	—	—	6,5	52,9	35,6	2	Песок среднезернистый
Россыпь примыкающей правой долины	40428	—	0,4	2,1	22,3	53,2	22,0	1	Вторичный каолин
Россыпь примыкающей правой долины	44102	0,06	1,1	5,4	40,4	39,5	13,6	1	»

Из приведенной таблицы видно, что наибольшим развитием пользуется ильменит с размером зерен от 1 до 0,25 *мм* (среднее 70%).

Среднее содержание ильменита в целом по месторождению Лемня, по данным на 1.V 1956 г., составляет: 116,6 *кг/м*^{3} на пласт и 36,8 *кг/м*^{3} на горную массу при средней мощности их соответственно 6 и 16,6 *м*. Наибольшего значения оно достигает по россыпи, примыкающей с юго-запада долины притока, что видно из табл. 8.

Таблица 8

Содержание ильменита по месторождению Лемня

Местоположение россыпей	Количество скважин, принятых в подсчет	Среднее содержание ильменита в *кг/м*^{3}		Средняя мощность в *м*	
		Пласт	Горная масса	Пласт	Горная масса
Основная россыпь центральной долины . . .	115	98,6	34,6	5,9	16,4
Вторая россыпь центральной долины . . .	6	122,7	26,0	4,9	26,2
Россыпь примыкающей правой долины	22	141,0	45,7	5,4	13,9

В распределении содержаний по линейным разрезам основной россыпи центральной долины каких-либо закономерностей не наблюдается. Максимальное значение содержаний по линиям достигает 212,6 *кг/м*^{3} на

пласт и 52 *кг/м*³ на горную массу, минимальное — 46,6 *кг/м*³ на пласт и 23 *кг/м*³ на горную массу.

Средняя мощность пласта по линиям колеблется от 9,1 до 3 *м* и возрастает с юго-востока к северо-западу.

Среднее содержание по линиям второй россыпи возрастает от истоков к устьевой части (322 *кг/м*³ на пласт и 54,5 *кг/м*³ на горную массу). В правом притоке древней долины отложения русловой фации, сложенные каолинистыми песками, перемежающимися с вторичными каолинами, менее обогащены ильменитом, чем вторичные каолины, залегающие на склонах древней долины. По ширине россыпей наибольшая мощность пласта обычно наблюдается в центре долин, где она достигает —10,5 *м*; в стороны склонов пласт выклинивается.

Запасы ильменита месторождения в бассейне р. Лемни, подсчитанные схематически по категории C_2, составляют 2,5 млн. *т*.

В настоящее время здесь производятся детальная разведка и поисковые работы по выявлению новых россыпей в пределах древних ложбин, примыкающих к центральной доверхнеюрской долине северо-западного простирания.

Морские россыпи верхнемелового возраста

Морские верхнемеловые отложения характеризуются неравномерным распределением тяжелых минералов и локальным распространением среди них богатых ильменитовых россыпей. По большинству разрезов содержания ильменита в верхнемеловых отложениях довольно низкие и колеблются в основном от знаков до 2,8 *кг/м*³, в с. Рафаловка иногда достигают 5—10 *кг/м*³ и только в с. Ушомир верхняя часть разреза верхнемеловых отложений туронского яруса, сильно обогащенная ильменитом, представляет собой богатую россыпь. Она была прослежена в 1955 г. станками «Технис-нимо» по простиранию на 2,5 *км*. Россыпь имеет в плане неправильную форму и залегает или непосредственно на коре выветривания кислых пород, или на нижнемеловых — верхнеюрских отложениях, имеющих островное распространение.

Породами кровли являются аллювиальные и водно-ледниковые отложения четвертичного возраста. Границы их с верхнемеловыми отложениями установлены по материалам бурения ударных скважин в значительной степени условно.

Среднее содержание ильменита в россыпи, по данным удаленных одна от другой на 1,6 *км* линий 1392 и 1408, составляет 42 *кг/м*³ на пласт при мощности его 7,2 *м*, а в подсчете на горную массу 28 *кг/м*³ при средней мощности ее 13,0 *м*. По линиям 1416 и 8, расположенным в 800 *м* выше по течению р. Уж и выше устья правого притока р. Саженки, среднее содержание ильменита на пласт составляет соответственно 25,5 и 29,4 *кг/м*³ при мощности 3 и 2,3 *м*.

В строении пласта здесь принимают участие, кроме верхнемеловых кремней, нижележащие верхнеюрские — нижнемеловые отложения, но ввиду незначительной его мощности, при большой мощности торфов, среднее содержание ильменита на горную массу не достигает промышленного и составляет лишь соответственно 6,5 и 10,4 *кг/м*³ на горную массу при мощности 15 и 12,6 *м*.

Выклинивание рудоносного пласта к юго-востоку не установлено.

Весьма показателен разрез верхнемеловых отложений в районе с. Рафаловка. Здесь по левому берегу р. Уж последние характеризуются низкими содержаниями ильменита (в среднем около 0,6 *кг/м*³). Они представлены кремневыми отложениями турона, покрывающими также бедную ильменитом верхнюю часть древнеконтинентальных отложений (рис. 6). По правому берегу под бедным кремневым слоем турона (0,1—1,4 *кг/м*³ ильменита) залегают сравнительно обогащенные глауконитовые

пески сеномана со средним содержанием ильменита по скважинам 5,1—10,0 *кг/м*³. Залегание сеноманских песков непосредственно на продуктивных песках доверхнемеловой континентальной толщи позволяет связывать обогащение глауконитовых песков ильменитом за счет размыва этих отложений.

На междуречье Уж—Крапивенка, за редкими исключениями, содержание ильменита в верхнемеловых отложениях обычно ниже или по крайней мере такое же, как и в подстилающей их древнеконтинентальной толще или ее верхних горизонтах.

Весьма неравномерно содержание ильменита в верхнемеловых отложениях г. Коростень и его окрестностях, где колебания в отдельных пробах находятся в пределах 0,6—12,7 *кг/м*³. Вся площадь распространения верхнемеловых отложений между м. Ушомир и г. Коростень должна быть тщательно изучена, так как в пределах ее возможно нахождение россыпей промышленного значения, причем они не обязательно будут иметь сплошное распространение, а могут находиться в зависимости от геоморфологических и других условий и в виде нескольких разобщенных россыпей.

Аллювиальные долинные россыпи

Среди аллювиальных долинных россыпей различаются террасовые россыпи в пределах надпойменных террас и русловые россыпи в пределах поймы.

Террасовые россыпи пользуются очень ограниченным распространением и приобретают промышленное значение только в местах непосредственного размыва и переотложения очень богатых россыпей более древнего возраста. Единственным примером в исследованном районе террасовой россыпи, имеющей промышленный интерес, является район с. Ушомир, где аллювиальные отложения первой надпойменной террасы сложены разнозернистыми песками, изобилующими кремнями в результате перемыва и переотложения последних из кремневого слоя туронских отложений. На левом берегу терраса накладывается непосредственно на кору выветривания кристаллических пород, а на правом берегу врезается в верхнемеловые морские отложения. В последнем случае отчетливо прослеживается наложение террасовой россыпи на верхнемеловую, причем весьма характерно уменьшение концентрации ильменита от подошвы к кровле россыпи (от 88—138 до 30—11 *кг/м*³).

Аллювиальная россыпь новочетвертичного времени сложена мелкозернистыми и разнозернистыми песками с галькой и обломками кремней и кристаллических пород. Промышленные содержания ильменита приурочены к разнозернистым пескам, которые преобладают в нижней части отложений террасы. В пересечении по линии 1392 россыпь имеет ширину 1200 *м* и выходит в северо-западном направлении далеко за пределы нижележащей верхнемеловой. Протяженность ее около 2400 *м*, средняя мощность пласта — 6 *м*. Среднее содержание ильменита на пласт по этому разрезу составляет 40 *кг/м*³. Вскрыша россыпи, представленная аллювиальными мелкозернистыми песками с меньшим количеством кремней, имеет мощность в среднем около 2,25 *м* при среднем содержании ильменита 3,5 *кг/м*³.

Запасы ильменита Ушомирской россыпи, подсчитанные схематически, составляют 480 000 *т*.

Промышленный пласт россыпи на правом берегу р. Уж в районе с. Ушомир по приуроченности его к верхнемеловым морским и аллювиальным отложениям четвертичного возраста при первом знакомстве может показаться неоднородным в генетическом и возрастном отношениях. Однако ряд признаков, в первую очередь сходство литологического и минералогического состава этих отложений, прослеживающихся по всем

разрезам, скорее свидетельствует об илювиальном проникновении ильменита в кремневые отложения туронского яруса. На левом берегу р. Уж в районе с. Ушомир аллювиальная россыпь является подвешенной и почти выходит на дневную поверхность (мощность вскрыши 0,5—1,5 *м*). Россыпь прослеживается по всей ширине террасы на протяжении около 200 *м* и имеет среднюю мощность 3,9 *м* при среднем содержании ильменита 23,9 *кг/м*^{3}. Нижележащие горизонты аллювиальных отложений в литологическом отношении состоят из более мелкозернистых песков и в основном отличаются содержанием меньшего количества кремней. Они характеризуются довольно неравномерными некондиционными содержаниями ильменита в среднем по скважине, обычно не превышающим 1,6—5,9 *кг/м*^{3}.

По остальным разрезам вскрываемые аллювиальные отложения первых надпойменных террас характеризуются низкими содержаниями ильменита, обычно менее 1,0 *кг/м*^{3} и лишь иногда 1,2—1,7 *кг/м*^{3}.

В аллювиальных отложениях второй надпойменной террасы, выделяемой по левому берегу р. Уж у с. Ушомир и между сс. Пугачевка — Ушомир, содержания ильменита весьма невыдержаны и колеблются в пределах от единичных знаков до 15,8 *кг/м*^{3}.

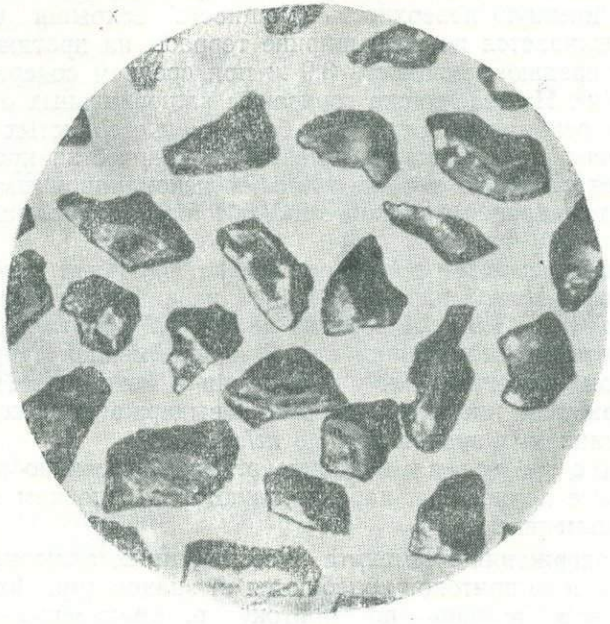
Русловые россыпи в долине р. Уж и частично по притокам изучены наиболее полно. Они характеризуются в основном низкими содержаниями ильменита.

Средние содержания ильменита в современных аллювиальных отложениях р. Уж и ее притоков колеблются от знаков (рр. Лозница, Муиза) до 3,7—8 *кг/м*^{3} и лишь по притоку р. Крапивенка — 12,1 *кг/м*^{3} (табл. 6). Средняя мощность отложений по р. Уж обычно составляет 3,4—14 *м*, по притокам от 1,5 *м* (приток р. Крапивенка) до 14,1 *м* (р. Каменка, линия 145). Несколько более высокие содержания ильменита свыше 3,5 *кг/м*^{3} в современных аллювиальных отложениях отмечаются обычно в тех местах, где река врезается или в богатые древнеконтинентальные и морские отложения мезозойского возраста (сс. Ушомир, Ушица, Рафаловка) или же размывает непосредственно более богатую кору выветривания основных пород (с. Барды).

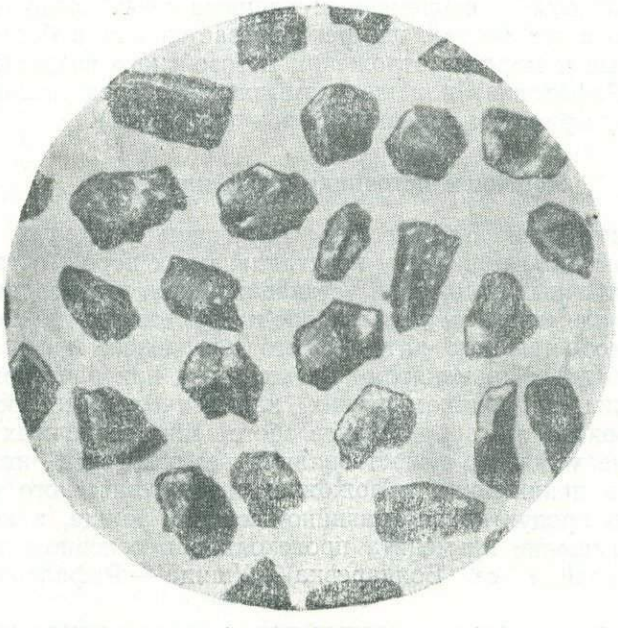
Коренные источники сноса ильменита

Проведенным минералогическим изучением тяжелых минералов шлихов из коры выветривания и кристаллических пород, а также разновозрастных осадочных отложений устанавливается, что коренными источниками сноса ильменита являлись породы как основной, так и кислой серии пород коростенского интрузивного комплекса, причем за счет сравнительно бедных ильменитом кислых пород при благоприятных геоморфологических, гидродинамических, климатических и прочих условиях могло происходить значительное обогащение осадочных пород ильменитом. Такие условия существовали в верхнеюрское—нижнемеловое время, когда в понижениях и ложбинах кристаллического фундамента формировалась продуктивная гравийно-песчаная толща, в которой значительное обогащение ильменита происходило в основном за счет кислых пород (район сс. Бондаревка — Ушица — Рафаловка — Мошна Рудня).

Ильменит из кислых и основных пород коростенского интрузивного комплекса сравнительно легко диагностируется, так как в основных породах он встречается обычно в виде довольно крупных (часто более 1—2 *мм*) зерен неправильной формы (рис. 8). В кислых породах ильменит часто образует более или менее хорошо оформленные кристаллы (рис. 9), причем как кристаллы, так и зерна ильменита в гранитоидных породах характеризуются своими сравнительно меньшими размерами (преимущественно 0,1—0,3 *мм*).



а



б

Рис. 9. Ильменит из основных пород в районе с. Васьковичи (*а*) и Барды (*б*) (× 20).

Некоторое представление о содержании ильменита в основных и кислых породах коростенского интрузивного комплекса можно получить из характеристики их коры выветривания (см. раздел «Элювиальные россыпи»), хотя следует при этом иметь в виду и возможность значительных отклонений в содержаниях ильменита в элювии, особенно в его верхних частях. Данные, характеризующие кристаллические породы, в настоящее время еще весьма ограничены. Нами были изготовлены три искусственных шлиха из габбро с. Барды и габбро-лабрадоритов с. Межиричка и его окрестностей, которыми устанавливается содержание в них ильменита порядка 8—9 *кг/м*^{3}. Шлихи приготовлялись путем дробления породы и просеивания через сито 0,5 *мм* с последующей промывкой. Учет содержания ильменита в тонкораздробленных до состояния пылевых частиц, смываемых во время изготовления шлиха, не производился. Принимая во внимание значительную хрупкость ильменита, следует полагать, что часть его измельчалась до тонкозернистого пылеватого материала.

При изучении пород кристаллического фундамента различными исследователями характеризовался их химический состав, в том числе и содержание двуокиси титана. Для наглядности в табл. 9 сведены имеющиеся в литературе данные по содержанию TiO_2 в породах, главным образом, коростенского интрузивного комплекса.

При сопоставлении приведенных в табл. 9 данных обращают на себя внимание ничтожные содержания TiO_2 в почти белых мономинеральных лабрадоритовых породах (0,08%) и нередко почти одинаковые содержания двуокиси титана в габбро-анортозите (0,19—1,55%) и кислых гранитоидных породах (0,11—1,38%), причем наибольшие значения среди последних отмечены для гибридного гранита в окрестностях с. Бехи.

Даже для биотитового гнейса из м. Ушомир отмечаются сравнительно высокие содержания TiO_2 (0,57%), возможно, в связи с влиянием интрузий пород коростенского интрузивного комплекса.

По имеющимся данным, наибольшие содержания TiO_2 характерны для диабазовых порфиритов (1,7—2,85%) и габбровых пород из окрестностей сс. Барды—Васьковичи (1,8%). Титан содержится в породах коростенского интрузивного комплекса преимущественно в виде титановых минералов — ильменита, реже титаномагнетита. Кроме того, титан может входить в состав темноцветных минералов, возможно в качестве изоморфной примеси, а тончайшие пластинчатые и игольчатые включения ильменита нередко переполняют плагиоклазы и моноклинные пироксены габбро-лабрадоритовых пород.

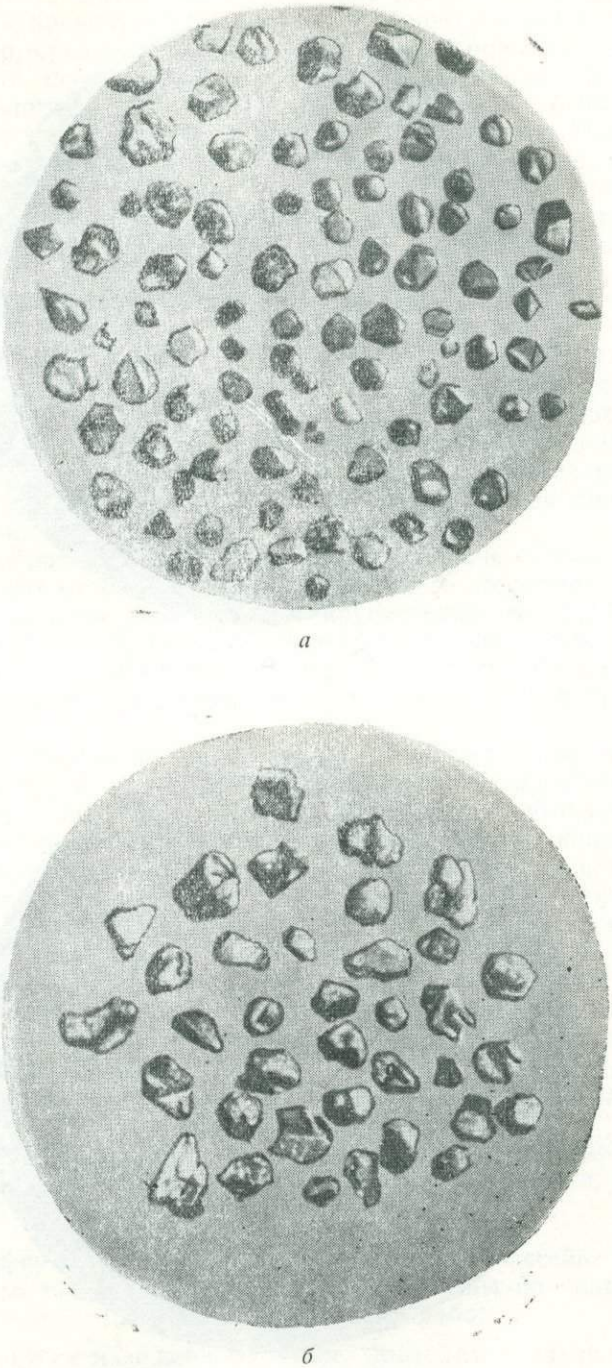
По данным Н. Т. Вадимова и В. И. Шунько, ильменит в габбровых и габбро-анортозитовых (габбро-лабрадоритовых) породах обнаруживается во всех шлифах, обычно в ассоциации с темноцветными минералами. Зерна обычно имеют неправильную округлую, реже таблитчатую форму. По периферии нередко замещаются лейкоксеном, в отдельных случаях также агрегатом мелких зерен буроватого титанита. В диабазовых порфиритах ильменит образует обычно мелкие шестовидные зерна размером 0,01—0,8 *мм*.

В шлифах содержание ильменита колеблется от 1—1,5 до 3—4, редко до 6%. В шлифах из гранитов ильменит содержится в количестве 0,5—1,0% (Н. Т. Вадимов и др., 1948—1949).

Присутствие в древнеконтинентальных россыпях района Бондаревка — Ушица — Мошна Рудня ильменита и других минералов, совершенно аналогичных акцессориям, содержащимся в коростенских гранитах, недвусмысленно указывает на то, что последние могли являться коренными источниками сноса ильменита. В благоприятных условиях перемыва в древних ложбинах могло происходить переотложение со значительным обогащением и образованием россыпей с высокими концентра-

Таблица содержания TiO_2 в различных кристаллических породах, развитых в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж (по литературным данным)

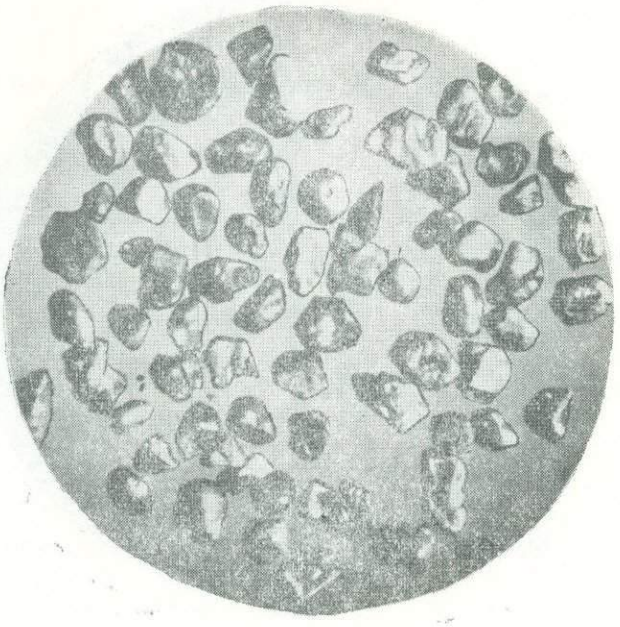
Наименование пород	Место взятия пробы	Содержание TiO_2, %	Авторы
Гранит гибридный	К западу от с. Бехи	1,38	Н. Т. Вадимов (1948—1949)
Гранит кировоградский	У разъезда 245 *км*.	0,33	»
Гранит розово-красный	г. Коростень	0,29	»
Гранит розово-красный среднезернистый овоидный	р. Лозница	0,33	»
Гранит серый мелкозернистый	р. Жерев, с. Млыны	0,25	»
Лабрадорит белый среднезернистый	К югу с. Васьковичи	0,08	»
Лабрадорит серый среднезернистый	с. Млыны	0,54	»
Габбро мелкозернистый	К северу от с. Барды	1,88	»
Габбро среднезернистый	р. Шестень, к западу от с. Васьковичи	1,84	»
Гранитизированное габбро	р. Жерев, с. Млыны	0,25	»
Диабазовый порфирит	р. Шестень	1,71	»
»	Окраина с. Пугачевка	1,90	Н. Т. Вадимов (1949—1950)
»	Левый берег р. Уж	2,85	»
Габбро анортозит	с. Пугачевка	0,19	»
Кварцевое габбро	Левый берег р. Уж	0,65	Н. Т. Вадимов (1949—1950)
Гранит розово-красный крупнозернистый	Восточная окраина с. Пугачевка, правый берег р. Уж	0,40	»
»	В 1 *км* восточнее с. Пугачевка, левый берег р. Уж	0,72	»
Гранит аплитоидный серый мелкозернистый	Балка в восточной части с. Пугачевка	0,11	»
»	Левый берег р. Уж, против дома инвалидов, с. Пугачевка	0,30	»
»	В 1 *км* к северу от дома инвалидов, с. Пугачевка	0,27	»
Лабрадорит	В 400 *м* к северу от бывш. костела, с. Пугачевка	0,08	»
Гнейс биотитовый	м. Ушомир	0,57	»
Кварцитовидный гранитизированный песчаник	с. Пугачевка	Следы	»
Габбро-анортозит	Скважина 120 магистральной линии I—I. Глубина 37,5 42,3 *м*	1,10—1,55	В. А. Машинистов и др. (1954)



а

б

Рис. 10. Ильменит из первичных каолинов коростенского гранита: *а* — г. Коростень; *б* — окрестности с. Зеленица (×20).



а



б

Рис. 11. Ильменит из верхнемеловых отложений с. Бондаревка (*а*) и с. Ушомир (*б*) (× 20).

циями ильменита, но, очевидно, несколько повышенные содержания ильменита в коростенских гранитах, достаточные для осуществления подобного обогащения, имеют более локальное развитие и скорее всего приурочиваются к приконтактовым зонам, особенно с основными породами. Так, например, скважина, в которой Н. Т. Вадимовым (1949—1950) зафиксированы в элювии серого среднезернистого гранита высокие содержания ильменита, расположена вблизи массива основных пород, обнаруженных тем же автором в районе с. Веселовка. Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что среди поля развития гранитов окна, отторженцы и небольшие массивы основных пород имеют гораздо большее распространение, также как и основные породы дайковой формации (диабазовые порфириты). Однако будучи прикрыты плащем осадочных отложений, они трудно обнаруживаются.

Осадочные отложения древнеконтинентальной толщи верхнеюрского—нижнемелового возраста размывались и частично переотлагались водами верхнемелового моря, что подтверждается наличием в осадках этого моря тех же тяжелых минералов, одинаковым характером ильменита и др. Так, например, в районе сс. Бондаревка—Ушица в верхнемеловых отложениях в основной массе зерен ильменита неправильной формы довольно часто встречаются также и плохо оформленные кристаллы, совершенно идентичные таковым же из подстилающей древнеконтинентальной толщи.

Следует обратить внимание на то, что в районе с. Ушомир ильменит в верхнемеловых отложениях совершенно иного характера. Здесь в значительном количестве присутствуют крупнозернистые фракции. Зерна ильменита обычно неправильной формы и в большинстве своем почти неокатаны. Лишь небольшая часть зерен ильменита частично окатана и полуокатана. Хорошо окатанные зерна встречаются, как правило, редко (*рис. 10*).

По своему внешнему виду (форма, размеры) ильменит из верхнемеловых отложений этого района весьма подобен ильменитам, содержащимся в породах основной серии коростенского интрузивного комплекса, что позволяет высказать предположение об образовании этих россыпей, главным образом, за счет размыва развитых в этом районе основных пород. Выходы последних известны у с. Пугачевка и работами Коростенской геологоразведочной партии как будто бы устанавливаются по линии 1444 на правобережьи р. Уж. Однако последние данные еще требуют подтверждения, так как вскрыта самая верхняя часть первичных каолинов, по которой иногда трудно бывает определить исходный характер породы. Основные породы вскрыты работами Украинского геологического управления в районе с. Веселовка, где они находятся на краю возвышенности над впадиной, выполненной верхнемеловыми отложениями.

Верхнемеловые отложения при последующем размыве их также могли явиться источниками сноса ильменита, в частности, в отложения четвертичного возраста.

Условия формирования россыпей ильменита в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж и основные выводы по направлению поисково-разведочных работ

Подводя итоги изложенному выше, приходим к заключению, что в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж наибольший интерес представляют древние мезозойские россыпи, главным образом континентальные верхнеюрского — нижнемелового возраста. Однако вследствие размыва этих отложений в последующие геологические эпохи, особенно интенсивного в четвертичное время, они сохраняются локально в реликтовых формах древнего рельефа, будучи приуроченными к долинообразным и более неправильным понижениям кристаллического фундамента.

В распределении ильменита и неравномерной локализации высоких его концентраций в древних толщах континентального происхождения большую роль сыграла удаленность от крупных массивов со сплошным распространением богатых габбро-лабрадоритовых пород коростенского интрузивного комплекса. Совершенно очевидно, что при формировании осадочных толщ в условиях островного нахождения ильменитоносных основных пород среди сплошного поля развития значительно менее богатых кислых пород коростенского комплекса, обогащение и аккумулятивное накопление в этих толщах тяжелых минералов и, прежде всего, ильменита могло происходить лишь в особо благоприятных условиях. Эти условия создавались определенным режимом древних водных потоков в соответствующих отрицательных формах рельефа, при котором почти отсутствовал привнос постороннего материала. При этом должно быть сохранялись такие соотношения с уносимыми легкими частицами, при которых при очень близком, почти местном переосаждении материала нередко происходило настолько интенсивное обогащение тяжелыми минералами, что даже за счет относительно бедных ильменитом кислых пород коростенского комплекса образовывались россыпи с промышленными концентрациями в них ильменита (район сс. Ушица — Бондаревка). Некоторое обогащение кислых пород ильменитом происходило, по всей вероятности, в приконтактовых зонах, в связи с чем значительная распространенность последних в исследованном районе может рассматриваться как благоприятный фактор для возможного накопления минерала и в осадочной толще при соответствующей палеогеографической обстановке и геоморфологических условиях.

Закономерности размещения генетических типов осадочной толщи и концентрации в них ильменита, являющегося наиболее характерным тяжелым минералом для большинства отложений морского и континентального происхождения, для последних выражена в общей тенденции к накоплению ильменита в древних песчанистых отложениях верхнеюрского—нижнемелового возраста и рассеивании его в современных аллювиальных отложениях.

Подобная закономерность свидетельствует о существенно отличных условиях формирования древнеконтинентальной толщи верхнеюрского—нижнемелового возраста и пойменного аллювия, указывая на совершенно иной режим древних и современных водных потоков. Литологические и фациальные особенности древнеконтинентальной толщи и резкие ее отличия от аллювиальных отложений четвертичного возраста, не оставляет сомнений в том, что формирование ее происходило не в виде характерных для современной гидрографической сети постоянных узких водотоков резко удлиненного профиля, в результате деятельности которых образовывались аллювиальные отложения. Возможно, что древние водные потоки разливались более широким и невыдержанным фронтом, захватывая более обширные площади. Отмеченные литологические и другие особенности позволяют высказать предположение о том, что потоки эти, будучи очень бурными, очевидно, отличались также и своей кратковременностью или периодичностью (отсутствие сортировки, буквальная «засоренность» каолинитовым веществом всей толщи за счет перемыва подстилающих первичных каолинов, так как при более постоянных и длительных водотоках легкий землистый каолинит был бы вынесен).

Возможно, что режим древних мезозойских водных потоков зависел в значительной степени от климатических факторов, обуславливаясь в какой-то мере интенсивными и обильными ливнями, которые могли вызывать значительную глубинную и плоскостную эрозию. В таком случае пространственное размещение вторичных каолинов, глин и других тонких осадков древнеконтинентальной толщи в пределах долинообразных понижений, где они, с одной стороны, покрывают гравелисто-песчаные отложения, а в ряде участков полностью сменяют их (сс. Бондаревка—

Ушица), в какой-то мере могло быть связано с удалением самого ливня и сноса каолинистого и другого, тонкого материала с прилегающих возвышенных частей каолиновой коры выветривания кристаллического фундамента.

Ко времени образования континентальных отложений верхней юры—нижнего мела северо-западная часть Украинского кристаллического щита была пенепленизирована. Образование мощной каолиновой коры выветривания, как это убедительно показано И. И. Гинзбургом (1947) и В. П. Петровым (1948), должно было происходить в обстановке полного тектонического покоя пенепленизированной территории, благодаря чему в пределах ее отсутствовали процессы эрозии и накопления осадков, способствуя установлению однородности климата, органической жизни и прочих условий на всей обширной территории пенеплена. С возобновлением колебательных движений происходило расчленение этой ровной древней поверхности суши, в которой потоками, повидимому, в основном атмосферных вод, вымывались ложбины и постепенно вырабатывались долинообразные понижения. Врез возникающих отрицательных форм рельефа в описываемом районе достигал двух-трех, а возможно и более десятков метров.

Отсутствием достаточного и постоянного стока в условиях начинающегося расчленения пенеплена, очевидно, в значительной степени был обусловлен весьма близкий перенос и почти местное переосаждение материала со значительным обогащением тяжелыми минералами, повидимому, благодаря затрудненности высвобождения их из сравнительно вязкой каолиновой среды, в то время как легкий каолинит частично вымывался и выносился. При наличии коренных источников происходило нередко колоссальное обогащение мезозойских континентальных осадков тяжелыми минералами. Так, в районе р. Лемня содержание ильменита достигает 518—564,2 *кг/м*^{3} и больше.

При трансгрессии верхнемелового моря древнеконтинентальные отложения верхнеюрского—нижнемелового возраста перемывались, и содержащиеся в них тяжелые минералы частично переотлагались в морскую россыпь. При этом часть материала уносилась, а часть поступала за счет непосредственного размыва коренных кристаллических пород. Нижняя часть разреза верхнемеловой толщи представлена осадками сеноманского моря, характеризующимися значительным развитием глауконитовых фаций. Изучение глауконита и особенностей его химического состава указывает на образование его в мелководных условиях, что согласуется с общим характером этих отложений. Верхняя часть разреза верхнемеловых отложений, относимая к турону, изобилует стяжениями кремней, имеющих очень широкое распространение.

В целом толща верхнемеловых отложений в местах, где вскрыты подстилающие ее древнеконтинентальные отложения, в сравнении с последними концентрирует в себе меньше ильменита, причем повышенные содержания его обычно приурочены к нижней части верхнемеловой толщи (сеноман) и связаны с непосредственным перемывом нижележащих богатых древнеконтинентальных отложений (с. Рафаловка). В районе с. Ушомир обнаружены очень высокие концентрации ильменита также в кремневом слое, имеющие, по всей вероятности, илювиальное происхождение. Обращает на себя внимание постоянная пространственная сопряженность высоких концентраций ильменита в верхнемеловых отложениях (в основном в верхней части разреза) с аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы, также обогащенными ильменитом. Подобное распределение ильменита, так же как и кремневых стяжений, очевидно, не случайно, и напрашивается предположение о возможно эпигенетичном характере его в верхнемеловых отложениях. Утверждение о более позднем выполнении песком промежутков между кремневыми стяжениями было высказано П. К. Заморием и В. Я. Дид-

ковским в 1947 г. Такое предположение нам кажется весьма вероятным В свете имеющихся данных можно представить, что в период формирования первой надпойменной террасы происходил размыв более древних отложений, причем ильменит и другие минералы из размываемых богатых мезозойских континентальных отложений, находящихся выше по течению р. Уж, при дальнейшем продвижении речного потока по менее поддающимся размыву верхнемеловым кремневым отложениям (в районе с. Ушомир) проникали и осаждались между стяжениями кремня.

В последующие эпохи геологической истории древнеконтинентальные и морские верхнемеловые отложения подвергались размыву, особенно интенсивному в четвертичное время, благодаря которому они в ряде мест уничтожались полностью. При размыве обогащенных ильменитом древних отложений в четвертичное время лишь в отдельных небольших участках наблюдается переотложение древних россыпей ильменита в не менее богатую более молодую аллювиальную (террасовую) россыпь (с. Ушомир).

Судя по большому количеству пройденных линий, сравнительно хорошо характеризующих современные аллювиальные (русловые) отложения системы р. Уж, последние в настоящее время практического интереса не представляют. Среднее содержание в них ильменита чаще всего колеблется в пределах 0,5—2,7 *кг/м*^{3}.

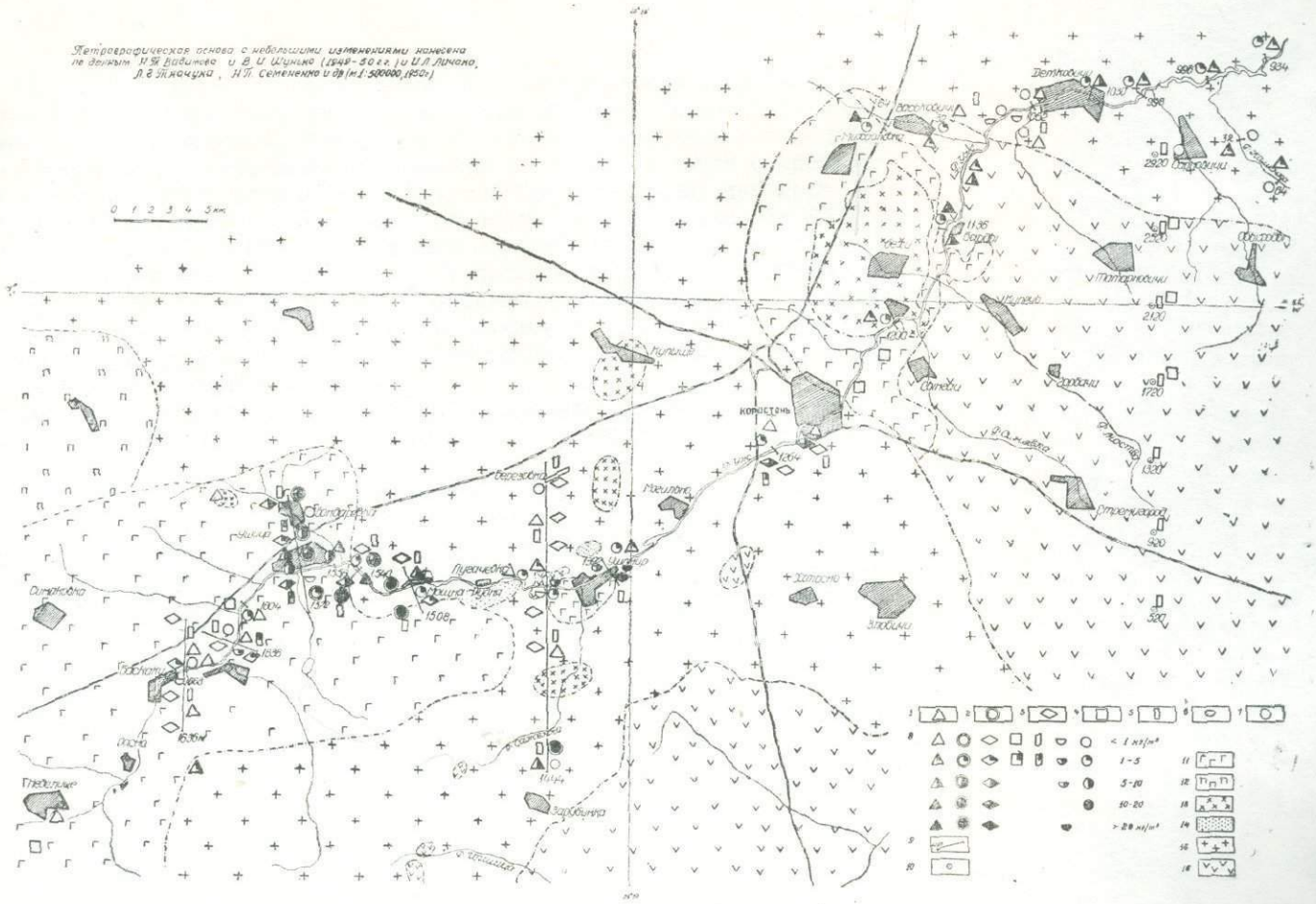
В связи с тем, что меловые и доверхнемеловые отложения в значительной степени размыты и встречаются на ограниченных территориях в виде островов с крайне неправильными контурами, вполне очевидно, что и связанные с этими отложениями россыпи ильменита не будут иметь такого сплошного площадного распространения, как в смежном бассейне р. Ирша.

Благодаря этим и другим особенностям геологического строения, выявление ильменитовых россыпей в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж представляет гораздо большие трудности как вследствие невыдержанности их пространственного размещения, так и технических трудностей бурения в отложениях с большим содержанием кремней.

На составленной по данным буровых работ Западноукраинской экспедиции и Украинского геологического управления схематической карте поверхности кристаллического массива(его коры выветривания) вполне определенно выделяются направления древних понижений, в которых сохраняются от последующего размыва континентальные и морские отложения мезозоя, к которым приурачиваются наибольшие концентрации ильменита.

Выделяемые на карте площади (приложение 2) следует рассматривать как территорию возможного распространения ильменитсодержащих мезозойских отложений, среди которых можно ожидать нахождение концентраций, представляющих практический интерес. При ведении работ следует иметь в виду, что в пределах выделяемой площади мезозойские отложения не будут иметь сплошного распространения. Интенсивный размыв в последующие эпохи геологической истории района обусловил сохранение их в большинстве своем в виде островов, форма и размеры которых могут быть самыми непостоянными. Поэтому для выявления их сначала рационально покрывать большие площади линиями магистрального характера с разреженной сетью скважин. Широкое применение геофизических методов, направленных в первую очередь на выяснение древнего рельефа коры выветривания кристаллического фундамента, должно способствовать более целеустремленному ведению горнобуровых работ.

Ильменитоносность части этой территории уже в значительной степени освещается работами Коростенской геологоразведочной партии Западноукраинской экспедиции МЦМ СССР. В пределах ее выявлены и частично оконтурены богатые россыпи ильменита, преимущественно мезозойского возраста в районе сс. Ушомир, Ушица—Бондаревка и р. Лемня.


Петрографическая основа с небольшими изменениями нанесена по данным Н.Я. Бабинца и В.И. Шумка (1948–50 гг.) и И.Л. Лучка, Л.Г. Ткачука, Н.П. Семенка и др. (м-б 1:500000, 1950 г.)
0 1 2 3 4 5км
Коростень
Ястребин
Лубянец
Гнеща
Хотосто
Эдковцы
Мелиора
Ольшанка
Гнедичи
Зарубинка
Деткович
Ворсовичи
Ворсовичи
Ольшаны
Ольшаны
Ольшаны

При оценке россыпей ильменита в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж необходимо учитывать также и более высокое качество самого рудного вещества, благодаря значительно развитым в этих районах процессам лейкоксенизации ильменита, видимо в связи с древним возрастом россыпей этого района. Так, среднее содержание двуокиси титана (по 19 анализам) в ильмените по долине р. Уж составляет 59,2%. Среднее содержание TiO_2 в ильмените из континентальных и морских россыпей мезозойского возраста (по 9 пробам) составляет 61,4%. Нам представляется вполне вероятным допущение, что условия, в которых интенсивно протекали процессы каолинизации и образования древней коры выветривания, были наиболее благоприятными также и для процессов лейкоксенизации ильменита.

Высокие содержания двуокиси титана в ильменитовых россыпях бассейна верхнего и среднего течения р. Уж значительно повышают их ценность.

При изучении мезозойских россыпей в верхнем течении р. Уж необходимо попутно с ильменитом давать также оценку содержания в них циркона и касситерита, сообразуясь с широким развитием в этих районах кислых пород коростенского интрузивного комплекса и приконтактовых зон, причем совершенно не исключена возможность распространения во вмещающих породах малых интрузий, с которыми вероятнее всего могут быть связаны оловоносные рудопроявления.

К ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ РОССЫПЕЙ ИЛЬМЕНИТА РАЙОНА НОВОМИРГОРОДСКОГО ГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВОГО МАССИВА

М. Ф. Веклич, Ю. В. Кононов

В связи с широко развернувшимися в пределах Украинского кристаллического щита поисково-разведочными работами на ильменит авторами в 1954 г. по договору с Западноукраинской экспедицией Геологоразведочного треста № 1 МЦМ СССР были проведены геолого-геоморфологические исследования в районе Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива. Основное внимание при этом было уделено изучению петрографии габбро-лабрадоритов, являющихся источником питания ильменитовых россыпей, геологии, минералогии и условиям образования бучакских и четвертичных аллювиальных отложений и приуроченных к ним россыпей ильменита, а также геоморфологии района. Исследование геоморфологии, геологии осадочной толщи и приуроченных к ней россыпей ильменита выполнено М. Ф. Векличем, исследование петрографии кристаллических пород, минералогии бучакских и четвертичных отложений — Ю. В. Кононовым. Раздел о россыпях ильменита написан авторами совместно.

При анализе ильменитоносности пород района использованы буровые материалы и данные шлихового опробования Кировоградской геологоразведочной партии Западноукраинской экспедиции.

Общие сведения

Новомиргородский габбро-лабрадоритовый массив и прилегающие к нему участки (рис. 1) расположен на Приднепровской возвышенности между 48°27′—48°57′ северной широты и 32°02′—32°20′ восточной долготы и охватывает частично северную часть Кировоградской и южную — Черкасской областей. Район представляет собой лесостепную равнину, густо изрезанную сравнительно глубокими (30—75 *м*) речными долинами и балками. Междуречья в одних случаях очень обширные, ровные, имеют почти горизонтальную поверхность (например, между истоками Большой и Малой Выси), в других — неширокие, продолговатые или неправильные и имеют сводообразный профиль.

Наибольшие абсолютные отметки междуречий приурочены к водоразделу рр. Большой Выси, Малой Выси и Черного Ташлыка (243,6 *м* у пос. Петривки, 231,9 *м* между сс. Б. Выськой и Ново-Александровской, 230 *м* у с. Гаспино); отсюда высота водоразделов уменьшается во все стороны; на левобережье р. Б. Выси; на междуречьях Б. Выси и Шполки, Сухого, Сырого, Гнилого Ташлыков (система р. Тясьмина) отметки поверхности водоразделов колеблются около 190—220 *м*.

Речную сеть Новомиргородского массива габбро-лабрадоритовых пород и прилегающих к нему участков составляет р. Б. Высь и ее многочисленные притоки, среди которых наибольшими являются Верхняя и

Нижняя Турия, Лыпянка, Анновка, Бирзуловка, М. Высь. Река Б. Высь берет начало на высоте около 170 *м* над уровнем моря из многих родников в с. Аникеевка в балке, дренирующей довольно обильный водоносный горизонт на пестрых глинах. Ширина русла реки неравномерно

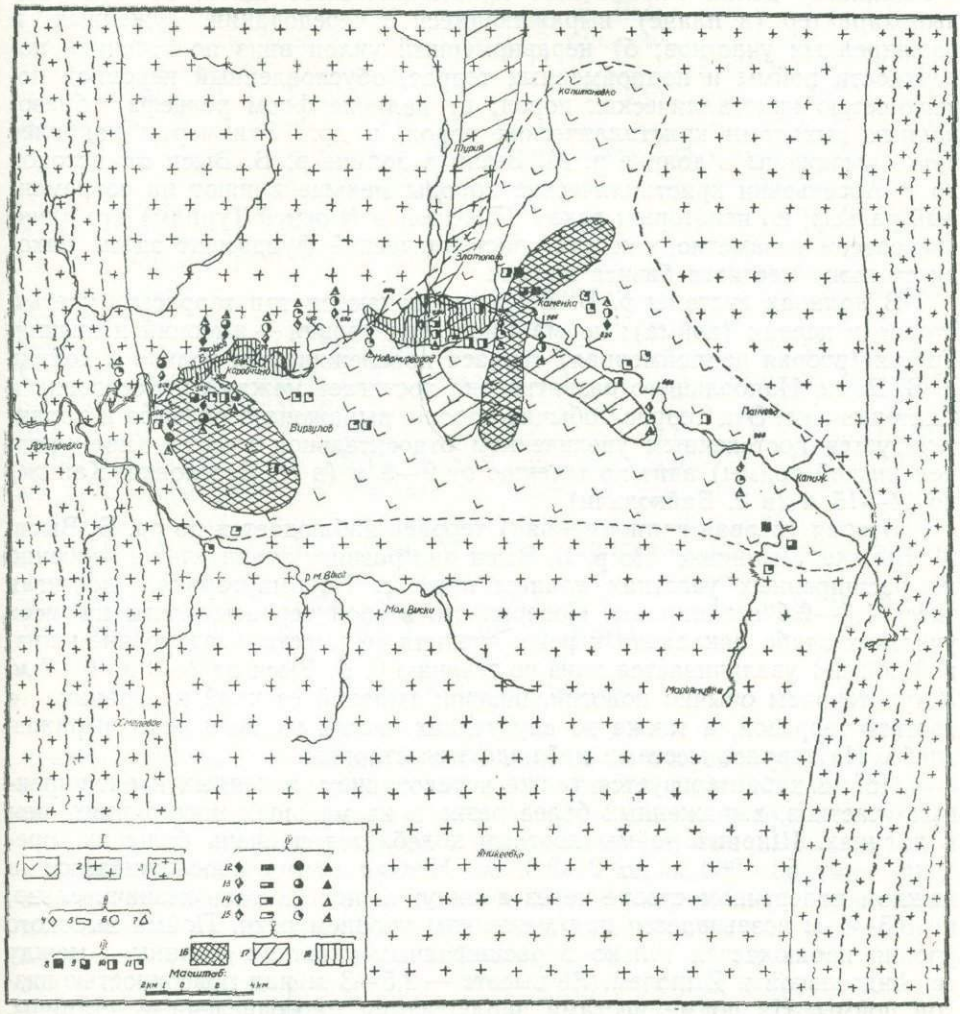


Рис. 1. **Карта** прогноза россыпей и коренных месторождений ильменита в восточной части бассейна реки Большая Высь.

I. *1* — габбро-лабрадорит; *2* — граниты-рапакиви; *3* — гранато-биотитовые граниты и мигматиты; II. Генетические типы и возраст россыпей ильменита: *4* — элювиальные россыпи; *5* — континентальные россыпи бучакского возраста; *6* — аллювиальные современные россыпи (русловая фация); *7* — аллювиальные современные россыпи (пойменная фация); III. Содержание ильменита в кристаллических породах: *8* — >30 *кг/м*³; *9* — 20—30 *кг/м*³; *10* — 10—20 *кг/м*³; *11* — <10 *кг/м*³. IV. Содержание ильменита в россыпях: *12* — > 20 *кг/м*³; *13* — 10—20 *кг/м*³; *14* — 5—10 *кг/м*³; *15* — < 5 *кг/м*³. V. Перспективные участки на ильменит: *16* — в кристаллических породах; *17* — в континентальных отложениях бучакского возраста; *18* — в аллювиальных отложениях четвертичного возраста.

увеличивается от 0,5—1 *м* в истоках до 15—18 *м* в среднем течении у сс. Байковичи, Витязево, Арсеньевка.

Годовой ход уровней воды в реках системы р. Б. Выси характеризуется высоким весенним половодьем, низкой летней меженью, нарушающейся почти ежегодно дождевыми потоками, а также устойчивой летней меженью. Наивысший уровень весеннего половодья чаще всего

наступает к концу второй декады марта. Летом река местами пересыхает. Ледостав наступает во второй-третьей декаде декабря (Э. М. Айзенберг, 1953).

Речные долины системы р. Б. Выси имеют ряд черт, свойственных большинству долин Украинского кристаллического щита: а) четковидный характер (в плане), выражающийся в чередовании суженных и расширенных участков; б) неравномерный уклон вниз по течению поверхности поймы и надпойменных террас, обусловленный неровной поверхностью кристаллических пород; в) наличие форм рельефа, образованных выходами кристаллических пород, и др. Эти черты наиболее четко выражены в долине р. М. Выси; в долине р. Б. Выси от истоков до с. Арсеньевки кристаллические породы меньше влияют на современный рельеф; по некоторым рекам (Верхней и Нижней Туриям) это влияние совсем незаметно, так как кристаллический фундамент здесь находится ниже местного базиса эрозии.

В долинах системы р. Б. Выси наблюдаются три террасы: третья, вторая и первая (пойма); пойма имеет два уровня — высокий и низкий. Третья (вторая надпойменная) терраса прослеживается только в долине р. Б. Выси. Наибольшего развития она достигает между сс. Веселовка и Екатериновка. Эта терраса обычно хорошо выражена в рельефе и характеризуется постепенным увеличением относительной высоты (над уровнем низкой поймы) вниз по течению от 2—3 *м* (в сс. Веселовка, Каниж) до 14—15 *м* (в с. Байковичи).

Вторая (первая надпойменная) терраса наблюдается по рр. Б. Выси, М. Выське, Лыпнянке. По р. Б. Выси она развита значительно, особенно на расширенных участках долины ниже г. Новомиргорода, достигая здесь 1,5—2,5 *км* ширины. Поверхность второй террасы почти на всех участках слабо наклонена к реке; средняя ее высота (над уровнем низкой поймы) увеличивается вниз по течению р. Б. Выси от 2—3 до 6—7 *м*. Уступ террасы обычно пологий, низкий; тыловой ее край на границе с третьей террасой, а также во внутренних частях излучин реки выражен слабо. На террасе местами наблюдаются старицы.

Пойма характеризуется также чередованием суженных и расширенных участков, выраженных более резко и на меньших расстояниях, чем в долинах. Ширина поймы поэтому колеблется в очень больших пределах — от 50—200 *м* до 2—2,8 *км*. Низкая пойма прослеживается в каждом поперечном створе через долину; ее поверхность незначительно, на 0,5—1 *м* возвышается над меженним уровнем реки. Пойма высокого уровня наблюдается только в расширенных участках долины — между сс. Андреевкой и Ямполем. Ее высота — 2,5—3 *м* над поверхностью низкой поймы. На пойме местами наблюдаются многочисленные старицы.

В исследованном районе очень широко распространены балки. Глубина их изменяется от нескольких метров до 40—60 *м*, длина — от нескольких десятков метров до 3—5 *км*. Балки можно разделить на однофазные и двухфазные; в днища последних врезаны овраги. Овраги мало развиты. Наиболее часты они на крутых участках склонов долины р. Б. Выси; по отношению к прорезанной ими местности овраги разделяются на береговые, врезанные в коренные склоны долин и балок, и донные, унаследовавшие балки.

* * *

Геологическое строение восточной части бассейна Б. Выси описано в немногих работах, главным образом, рукописных. Первое упоминание о кристаллических и некоторых других осадочных породах имеется в работе Н. П. Барбот де Марни (1869), кратко описавшем кристаллические породы с. Мартынош. Позже Н. А. Соколов (1896) приводит характеристику орографии бывшей Херсонской губернии, в том числе и южной части района Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива, и крат-

кие сведения о геологическом строении. В 1902 г. Я. В. Самойлов впервые отмечает присутствие в окрестностях г. Новомиргорода лабрадоритов и каолинов. Но лишь в 1928 г. опубликована статья Н. И. Безбородько с первым петрографическим описанием основных пород бассейна р. В. Выси, в том числе у сс. Бирзулово и Лекарево. В конце 20-х — начале 30-х гг. нашего столетия бассейны р. Б. Выси, как и почти вся площадь УССР, охватывается трехверстной геологической съемкой, проводившейся здесь и в соседних районах А. Н. Козловской (1931), М. И. Ожеговой (1930), Л. Г. Ткачуком (1932) и В. Н. Чирвинским (1932). В это же время Б. Л. Личков (1931) детально изучает рельеф долины р. Б. Выси на всем ее протяжении; он выделяет два уровня поймы и два уровня надпойменной террасы. После Великой Отечественной войны восточная часть бассейна р. Б. Выси подверглась детальному изучению: А. Н. Козловской (1949) выполняется комплексная геологическая съемка в масштабе 1:200 000 с детальным описанием геологического строения, стратиграфии, тектоники, петрографии, минералогии и геоморфологии; проведены в очень больших объемах буровые работы в связи с поисками и разведкой буроугольных месторождений (А. Н. Фоменко, С. Д. Соломуха, 1948 и др.); Западноукраинской экспедицией Министерства цветной металлургии проведены поиски: в 1948—1949 гг. — на монацит и в 1951, 1953, 1954 гг. — на ильменит (Н. М. Нагорнова, 1953; А. К. Тимошкин, 1951, 1954). В этих поисковых работах в 1949 и 1954 гг. на договорных началах принимали участие сотрудники Института геологических наук, давшие в своих отчетах обобщение материалов буровых данных и изучения геоморфологии, минералогии, петрографии поисково-разведочных участков и указавшие дальнейшее направление поисково-разведочных работ (П. К. Заморий, М. Г. Дядченко, М. Ф. Веклич, 1950; М. Ф. Веклич, Ю. В. Кононов, 1954).

Геологическое строение

Кристаллические породы докембрия. К наиболее древним породам докембрия в восточной части бассейна р. Б. Выси следует отнести разнообразные биотитовые, биотит-амфиболовые, пироксено-плагиоклазовые и другие гнейсы, которые вместе с мигматитами образуют раму для более молодого интрузивного комплекса пород габбро и рапакиви. Гнейсы встречаются как в виде коренных выходов, так и отдельных ксенолитов, среди более молодых интрузивных образований; наибольшим распространением эти породы пользуются за пределами исследованной территории по рр. Шполке, Б. Выси и др. Простирание гнейсов в основном северо-западное (300—320°), местами широтное или северо-восточное, падение в большинстве случаев вертикальное.

Значительно большим распространением, чем гнейсовая толща, пользуются породы смешанного характера, образовавшиеся в результате инъекции и ассимиляции гнейсов розовым пегматоидным гранитом. Все эти породы, от инъекционных гнейсов до мигматитов тесно связаны друг с другом взаимопереходами. Этот комплекс смешанных пород пользуется значительным распространением по долине р. Б. Выси ниже с. Байковичи (сс. Красный Брод, Джулинка, Надлак и др.), где он примыкает к габбро-лабрадоритовому массиву с запада; у восточного контакта массива развиты граниты кировоградского типа (с. Арсеньевка).

Более молодые докембрийские породы габбро и рапакиви, которые пользуются наибольшим распространением на исследуемой территории, входят в состав сложного Корсунь-Новомиргородского плутона. По времени образования они относятся большинством исследователей к верхнему протерозою.

Новомиргородский массив габбро-лабрадоритов — составная часть Корсунь-Новомиргородского плутона — расположен в бассейне среднего течения р. Б. Выси, между сс. Винтель—Николаевка на западе и 5-я Ива-

новка на востоке. Массив (рис. 1) несколько вытянут в широтном направлении и занимает площадь около 400 *км*^{2}. Плохая обнаженность кристаллических пород не позволяет установить точнее его границы.

Выходы габбро-лабрадоритовых пород на дневную поверхность приурочены в основном к долине р. Б. Выси, где они обнажаются (с запада на восток) у сс. Винтель—Николаевка, Коробчино, Лекарево, Новомиргород, Каменка, Мартынош, Панчево, Веселовка.

Среди основных пород Новомиргородского массива выделяются в настоящее время следующие разновидности: оливиновое габбро, оливиновые габбро-сиениты и лабрадориты.

Оливиновое габбро вскрыто скважиной в 3 *км* юго-западнее с. Бирзулово. Это темно-серая неравномернозернистая от мелко- до среднезернистой порода, в основной массе которой выделяются более крупные (до 2—3 *мм*) кристаллы плагиоклаза, имеющие светлую зеленовато-серую окраску.

Микроскопическое изучение породы показало, что главными составными частями ее являются плагиоклаз, оливин и моноклинный пироксен, второстепенными — калиевый полевой шпат, ильменит, апатит, биотит, роговая обманка. Из постмагматических минералов встречены хлорит, серицит, серпентин, кварц. Структура породы габбровая.

Плагиоклаз образует идиоморфные кристаллы, размеры которых колеблются в пределах 0,5—2,0 *мм*, и представлен андезином (№ 37—42).

Оливин представлен, вероятно, двумя генерациями: 1) мелкими (0,3—0,5 *мм*) идиоморфными зернами в виде включений в плагиоклазе и пироксене и 2) более крупными (до 1,5—2 *мм*) ксеноморфными зернами. Показатели преломления очень высокие. $Ng—Np=0{,}042\pm0{,}002$; угол 2V колеблется от —54 до —60°, что соответствует по диаграмме Винчелла 78—82% фаялита. Химический анализ оливина показал содержание в оливине 75% фаялитовой молекулы (56,03% FeO). В виде включений в оливине отмечаются многочисленные мелкие зерна ильменита и апатита.

Из пироксенов присутствует диаллаг. Его показатели преломления: $Ng = 1{,}740\pm0{,}002$, $Np = 1{,}720\pm0{,}002$, $Ng—Np = 0{,}022$. Угол 2V колеблется в пределах от +52 до +60°, $cNg = 45—47°$. Совершенная спайность развита по 001. В виде включений в диаллаге встречаются округлые зерна оливина, кристаллики апатита и длинные иголочки рудного минерала, вокруг которого иногда развивается роговая обманка.

Роговая обманка встречается в породе не только как продукт замещения темноцветных минералов; изредка она присутствует и в виде самостоятельных небольшого размера зерен. Плеохроизм выражен резко: по Ng — буровато-зеленый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np—слегка желтоватый. Угол 2V равен —54°; $cNg = 23—25°$.

Апатита в породе до 2%, кристаллы его имеют размеры 0,1—0,8 *мм*.

Рудные минералы представлены ильменитом, пирротином, халькопиритом и составляют значительный процент породы (4—5%).

В шлифе наблюдается кварц, выполняющий промежутки между минералами.

Количественный минералогический подсчет в оливиновом габбро дал следующие результаты (среднее из четырех шлифов):

	Объемные проценты
Плагиоклаз—андезин	50,0
Оливин	17,2
Диаллаг	14,2
Ильменит и др. рудные минералы . .	4,2
Калиевый полевой шпат	5,5
Апатит	2,2
Роговая обманка, биотит, кварц и др.	6,7
Всего	100,00

Таблица 1

Окислы	I	II	III
	Весовые проценты		
SiO_2	50,10	45,18	47,73
TiO_2	2,08	3,00	4,04
Al_2O_3	14,63	14,57	13,33
Fe_2O_3	3,29	4,33	0,68
FeO	14,65	14,94	14,99
MnO	0,02	0,16	—
MgO	1,27	2,80	5,63
CaO	7,56	8,74	7,41
Na_2O	3,06	3,28	2,77
K_2O	1,07	1,06	1,17
P_2O_5	1,04	0,92	0,61
SO_3	0,47	0,25	0,26
H_2O	0,16	0,75	0,11
П. п. п.	0,59	0,09	+
Сумма	99,99	100,15	99,13

I — оливиновое габбро, с. Бирзулово, ИГН АН УССР (аналитик О. И. Дохленко).
II — оливиновое габбро, с. Рыжаны (*В. И. Лебединский, 1951*).
III — оливиновое габбро, с. Горошечки (В. Е. Тарасенко, 1896).

Пересчет на числовые характеристики акад. Заварицкого дает следующие результаты:

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	♀	*Q*
I	8,8	5,9	23,7	61,6	74,5	9,4	16,1	80,3	3,0	12,7	—0,3
II	9,2	5,6	29,2	56,0	64,0	17,0	19,0	80,1	4,8	16,4	—12,0
III	8,0	0,9	32,7	58,4	45,8	29,5	25,1	77,5	5,9	1,8	—0,1

По химическому составу, как видно из приведенных анализов (таблица 1), оливиновое габбро с. Бирзулово соответствует оливиновому габбро Коростенского плутона, отличаясь общей большей железистостью слагающих его темноцветных минералов: отношение $\frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO}$ для габбро Новомиргородского плутона равно 14,1, в то время как для габбро с. Рыжан оно равно 6,9, а для габбро с. Горошечки — 2,7.

Оливиновый габбро-сиенит вскрыт скважиной южнее с. Кременоватка. Это темно-серая, почти черная очень мелкозернистая порода, в которой невооруженным глазом с трудом выделяются отдельные минеральные зерна.

Под микроскопом определен следующий минералогический состав породы: плагиоклаз, пироксен, оливин, калиевый полевой шпат, кварц, апатит, биотит, роговая обманка, хлорит, рудный минерал. Структура породы габбровая, местами трахитоидная.

Плагиоклаза в породе около 50%, размеры его кристаллов колеблются в пределах 0,5—1,3 *мм*. Плагиоклаз представлен андезином; измерения на федоровском столике дали колебания состава от № 42 до № 56.

Кварца в породе мало и встречается он в виде отдельных зерен. Угасание зерен нормальное, но более крупные зерна (0,5—0,8 *мм*) угасают волнисто.

Пироксен представлен ромбической и моноклинной разновидностями. Моноклинный пироксен диаллагового типа составляет около 10% породы и образует неправильной формы зерна размером до 1 *мм*. Угол $2V = +54°$, $cNg = 38°$, $Ng - Np = 0{,}028$. В диаллаге нередки вростки гиперстена, находящиеся в параллельном срастании по плоскости 001. Гиперстен, в свою очередь, прорастает по спайности диаллагом. В гиперстене в виде включений наблюдаются чечевицеобразные зерна оливина и неправильной формы зерна плагиоклаза.

Оливин встречается в ассоциации с пироксеном и рудным минералом, обычно в виде неправильных зерен размером до 0,8 *мм*. Угол $2V = -64°$, что соответствует 70% фаялита.

Биотит присутствует в двух генерациях: темно-коричневый эндогенный и зеленый вторичный, образующийся при изменении темноцветных минералов. Показатели преломления темно-коричневого биотита $Ng = 1{,}684 \pm 0{,}002$ и $Np = 1{,}662 \pm 0{,}002$, что по диаграмме В. С. Соболева (1950) соответствует 80% железистости.

Амфиболы представлены буровато-зеленой роговой обманкой и грюнеритом. Буровато-зеленая роговая обманка встречается очень редко; в большем количестве наблюдается грюнерит, который замещает оливин, гиперстен, реже диаллаг.

Из рудных минералов встречены ильменит, пирит и титаномагнетит. Ильменит и пирит образуют самостоятельные зерна, округлые или слегка удлиненные, и наблюдаются, как правило, в ассоциации с темноцветными минералами.

Количественный минералогический подсчет в оливиновом габбро-сиените (по одному шлифу) дал следующие результаты:

	Объемные проценты
Плагиоклаз	43,3
Оливин	14,4
Диаллаг	12,1
Ортоклаз	12,1
Рудные минералы	7,3
Биотит, апатит и др.	8,2
Всего	100,00

Лабрадориты являются преобладающей разновидностью основных пород Новомиргородского массива. Обычно это темно-серые крупнозернистые, почти мономинеральные плагиоклазовые породы. Крупные таблички плагиоклазов иногда достигают размеров 10—12 *см*, в среднем же 1—2 *см* и меньше.

Под микроскопом устанавливается следующий минералогический состав лабрадорита: плагиоклаз, пироксен, калиевый полевой шпат, оливин, биотит, ильменит, апатит, пирротин, циркон, кварц и вторичные — серицит, пренит, хлорит, серпентин, сфен, кальцит. Структура породы чаще всего панидиоморфно-зернистая, редко габбровая.

Плагиоклаз составляет основную массу породы, количество его колеблется от 85 до 98%. Крупные таблички плагиоклаза имеют ровные, редко слабоизвилистые края. Средний размер кристаллов 6—8 *мм*. Часто зерна плагиоклаза разбиты трещинками, у некоторых зерен наблю-

дается скручивание двойников, но механическая деформация зерен все же незначительна. Плагиоклаз всегда представлен лабрадором. Измерения на федоровском столике дали колебания состава от № 47 до 54. Плагиоклаз богат антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, обычно в виде нитей и табличек, вытянутых по 010. В некоторых участках породы, особенно в светло-серых разновидностях лабрадорита наблюдаются мирмекитовые вростки кварца, обычно в виде каемок на контакте с калишпатом. Плагиоклаз богат включениями, которые представлены округлыми зернами кварца и кристаллами апатита. Особенно велико количество включений ильменита, обилие которых отмечается в темно-серых разновидностях лабрадорита.

Таблица 2

Окислы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	Весовые проценты							
SiO_2	55,44	53,18	53,92	53,94	55,54	54,70	53,19	53,90
TiO_2	0,54	1,02	0,66	0,70	—	0,34	0,76	0,57
Al_2O_3	24,46	22,36	25,45	19,08	26,11	21,47	23,56	25,55
Fe_2O_3	1,77	3,28	0,18	1,28	1,54	1,13	1,52	2,86
FeO	2,01	3,16	2,01	7,18	1,4	4,68	3,14	1,71
MnO	0,02	0,06	0,04	0,09	—	—	0,05	—
MgO	1,43	0,58	1,81	4,34	0,69	2,38	1,5	1,18
CaO	8,4	8,68	8,05	6,68	9,54	9,60	8,51	9,01
Na_2O	3,42	4,51	4,75	3.28	5,04	4,47	4,04	4,45
K_2O	1,10	1,4	1,02	0,84	0,11	1,90	1,08	1,59
P_2O_5	0,01	0,34	—	0,13	—	0,06	0,23	0,07
SO_3	0,16	0,27	0,15	0,17	—	—	0,15	—
H_2O	1,26	0,22	0,2	0,36	0,35	0,95	0,21	0,67
Сумма	100,02	99,63	99,71	99,54	100,26	100,52	—	—

I — темно-серый лабрадорит с. Каменка; ИГН АН УССР, аналитик Б. В. Мирская.
II — темно-серый гранит с. Веселовка; ИГН АН УССР, аналитик С. Панченко.
III — светло-серый лабрадорит с. Мартынош; ИГН АН УССР, аналитик С. Панченко.
IV — темно-серый лабрадорит с. Панчево; ИГН АН УССР, аналитик Б. В. Мирская.
V — лабрадорит г. Новомиргород; Безбородько (1928);
VI — темный лабрадорит. Головинский карьер; Безбородько (1935);
VII — лабрадорит Новомиргородского массива, среднее из 13 анализов;
VIII — лабрадорит Коростенского плутона, среднее из 8 анализов (Соболев В. С., 1947).

Пироксен заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и поэтому наблюдается в шлифах в виде ксеноморфных зерен. Количество его в породе невелико и колеблется в пределах 1—10%. По размерам отдельных зерен пироксен значительно уступает плагиоклазу, самые крупные зерна его не превышают 5 *мм*, в среднем 1,5—3,0 *мм*. В лабрадорите пироксен представлен гиперстеном и диаллагом. Почти во всех шлифах присутствует и гиперстен и диаллаг, чаще всего во взаимном прорастании. Гиперстен имеет угол $2V = -56°$, показатели преломления: $Ng = 1{,}722 \pm 0{,}002$, $Np = 1{,}710 \pm 0{,}002$, что соответствует, по В. С. Соболеву (1950), 46—48% железистости.

Оливин встречается в шлифах редко и в малом количестве (1—2 зерна на шлиф); большинство зерен почти полностью разложено и замещается рудным минералом, серпентином, хлоритом. В агрегате вторичных по оливину минералов в лабрадорите с. Константиновка встречены два зерна граната.

Калиевый полевой шпат наблюдается почти во всех шлифах. При разрушении он покрывается пелитовыми частицами и иногда в таком большом количестве, что становится бурым.

Кварц, выделившийся после основных породообразующих минералов, заполняет в породе межзерновое пространство. Угасание нормальное, редко волнистое. В виде включений в кварце наблюдаются зерна плагиоклаза, апатита, рудного минерала.

Апатит в лабрадорите очень распространен. Размеры его достигают 1 *мм*, в среднем 0,2—0,4 *мм*.

Ильменит часто замещается сфеном, который развивается на краях зерен.

Циркон в шлифах встречается очень редко. Однако просмотр искусственных шлихов из лабрадоритов показал постоянное присутствие в породе циркона, равно как и оливина и других минералов, встречающихся в шлифах не всегда и в единичных зернах.

Приведенные выше химические анализы указывают на полную аналогию лабрадоритовых пород из различных участков Новомиргородского массива и лабрадоритов Коростенского плутона.

Пересчет анализов на коэфициенты акад. Заварицкого дал следующие результаты:

	a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*a'*	*n*	*t*	*φ*	*Q*
I	9,9	11,1	9,8	69,0	36,9	27,2	34,9	82,0	0,7	16,6	7,3
II	13,2	9,8	9,2	67,7	69,6	11,4	—	82,0	1,4	34,4	—0,7
III	13,0	10,7	8,4	67,7	26,5	39,8	33,6	87,3	0,8	1,7	1,2
IV	8,8	8,5	17,0	65,6	48,2	45,7	5,9	85,2	0,9	5,9	—3,3
V	12,4	12,9	4,6	70,1	60,6	26,2	13,1	98,8	—	30,0	2,5
VI	13,1	7,0	13,4	66,5	41,7	30,6	—	78,2	0,4	7,6	—0,2
VII	11,2	11,7	7,9	69,2	59,3	36,1	3,9	90,5	0,1	17,6	4,3
VIII	13,2	12,1	7,0	67,7	63,9	31,9	4,3	81,8	0,8	38,1	—3,1

Из изложенного выше ясно, что основные породы Новомиргородского массива имеют много общего с такими же породами Коростенского плутона. Исходя из петрогенетического родства пород этих массивов и сходной геологической обстановки во время их формирования можно провести аналогию и в их строении. Оливиновое габбро с. Бирзулово относится к краевому комплексу пород. Основная масса крупнозернистых габбро-лабрадоритов, по всей вероятности, принадлежит центральному комплексу, пользующемуся в бассейне р. Б. Выси наибольшим распространением.

Породы типа рапакиви в бассейне р. Б. Выси имеют, повидимому, очень широкое распространение (рис. 1). Но выходы этих пород были встречены только в нескольких пунктах (в с. Трояны по р. Б. Выси, в с. Юрьевке по р. М. Выське и др.). Цвет рапакиви обычно зеленовато-серый, иногда розоватый; породы всегда крупнозернистые, размер овоидов калиевого полевого шпата с оторочками светло-зеленого олигоклаза достигает 2,5—3,0 до 4,0 *см*. При микроскопическом исследовании обнаружены следующие минералы: главные — микроклин, плагиоклаз и кварц; второстепенные — буровато-зеленая роговая обманка, грюнерит, биотит, оливин и моноклинный пироксен, а также флюорит, циркон, апатит и титаномагнетит.

По возрасту породы типа рапакиви моложе основных пород, так как местами (с. Коробчино) габбро-лабрадориты секутся жилами рапакививидных гранитов.

Широким развитием пользуются породы жильной серии.

Кора выветривания представлена первичными каолинами и дресвой. Ее мощность в пределах междуречий колеблется от нескольких метров до 20 *м* и больше. В речных долинах кора выветривания часто отсутствует или же имеет небольшую мощность (0,5—2,0 *м*). Каолины белые, светло-серые, часто с ржаво-бурыми пятнами, с сохранившейся структурой материнских пород. Книзу каолины постепенно переходят в дресву, мощность которой, обычно незначительная в речных долинах, на междуречьях местами превышает 6—15 *м*.

Осадочные отложения района Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива принадлежат трем системам — меловой (?), третичной и четвертичной. Мощность осадочной толщи здесь в общем небольшая; ее колебания находятся в тесной связи с характером современного рельефа и рельефа коры выветривания кристаллических пород. Для суждения о последнем имеется очень большое количество данных, позволивших составить сравнительно детальную гипсометрическую карту ложа осадочных отложений (рис. 2).

Из этой карты следует, что поверхность кристаллических пород и их коры выветривания неровная, со значительным количеством крупных понижений и разделяющих их повышенных участков. Понижения, как видно из рис. 2, являются речными долинами. Долины выполнены континентальными породами бучакского возраста, что свидетельствует об окончании формирования этих долин в эоценовое время.

Бучакские речные долины простираются в субмеридиональном направлении с наклоном их ложа в общем на север. Наибольших долин две. Одна из них начинается двумя ветвями: правой, большей и более глубокой, севернее с. Мартынош и левой, небольшой и неглубокой ветвью вблизи от истоков р. М. Выськи; после соединения их южнее с. Панчево долина простирается к г. Новомиргороду параллельно современной долине р. Б. Выси, но в 1—4 *км* юго-западнее от последней. От г. Новомиргорода бучакская долина поворачивает на север и проходит по территории современного междуречья правых притоков Б. Выси—Верхней и Нижней Турии. Глубина долины колеблется от 10—20 до 40—50 *м*, ширина, в сравнении с современными речными долинами бассейна Б. Выси, довольно значительная — 3—8 *км*, но невыдержана, с сужениями южнее Константиновки и севернее Новомиргорода.

Вторая бучакская долина расположена западнее габбро-лабрадоритового массива; начинается она также двумя ветвями у с. Хмелевое и тянется на север, к устью М. Выськи, и дальше по нынешнему междуречью Лыпянки и Н. Турии на северо-восток, соединяясь севернее Капитановки с первой долиной. Глубина ее небольшая, около 20 *м*. Водоразделы бучакской речной сети, сложенные кристаллическими породами и их корой выветривания, наибольшие высотные отметки имеют в районе нынешнего междуречья систем Б. Выси и Черного Ташлыка (больше 170 *м*), наименьшие — в северной части района (130—150 *м*).

Таким образом, погребенный в настоящее время рельеф коры выветривания кристаллических пород далеко не совпадает с современным. Современные речные долины простираются или параллельно бучакским или прорезают их под разными углами, ни в едином случае не наследуя этих долин. Здесь полностью подтверждается вывод И. Е. Слензака (1946) о несовпадении древнего и современного рельефа.

Поэтому мощность осадочной толщи в восточной части бассейна р. Б. Выси колеблется в очень больших пределах. В современных речных долинах она в среднем равна 5—10 *м*, лишь изредка превышая 20—25 *м*;

обычно здесь осадочные отложения представлены только четвертичным аллювием.

На междуречьях осадочный покров имеет большую мощность, достигающую 30—70 *м* на участках унаследования бучакских водоразделов современными и 80—100 *м* — в погребенных долинах.

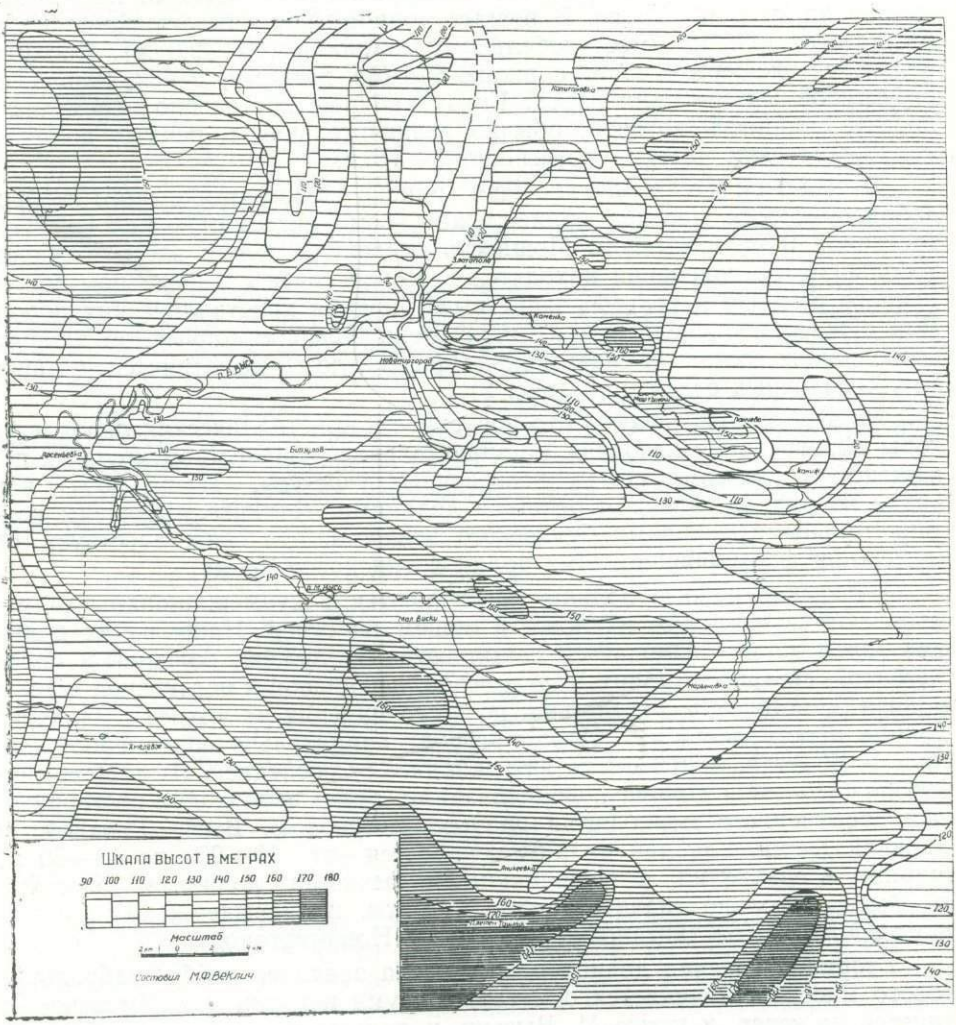


Рис. 2. Гипсометрическая карта поверхности кристаллических пород района Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива.

Наиболее древними осадочными породами в районе Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива являются пески и кремни, предположительно отнесенные нами к верхнему мелу. Эти отложения встречены у с. Валуевки, а также на левобережье р. Б. Выси между сс. Коробчино и Николаевка в так наз. «Михалатьевом яру». В этом овраге обнажены:

1. Глина красно-бурая ($N_2 + Q_1$) — 0,0—2,3 *м*.
2. Песок, в верхней части красновато-бурый, книзу желтый и желтовато-светло-серый, мелкозернистый, не слоистый ($Pg_3 + Npt$) — 2,3—4,3 *м*.
3. Глина темно-бурая, книзу зеленовато-темно-серая, не слоистая, мелкопесчаная, с большим количеством карбонатных конкреций в средней части горизонта ($Pg_3 + Npt$) — 4,3—7,2 *м*.

4. Песок зеленовато-светло-серый, тонкозернистый, глинистый, слюдистый, глауконитовый, горизонтально слоистый. В песке встречаются мелкие (0,5—1 *см*) плоские, хорошо окатанные гальки кварца ($Pg_2ki + Pg_3h$?) — 7,2—12,7 *м*.

5. Песок светло-серый, крупнозернистый, кварцевый, слоистый, хорошо промытый. Слоистость косая, типа потоков (Pg_2b) — 12,7—13,9 *м*.

6. Песок белый, по гранулометрии песчаных частиц и текстуре полный аналог вышележащему, каолинистый (Pg_2b) — 13,9—15,0 *м*.

7. Песок зеленый, мелкозернистый, книзу среднезернистый, в верхней части с тонкими прослойками каолина. Нижняя граница неровная, четкая (Cr_2) — 15,0—15,4 *м*.

8. Слой черных и темно-серых кремней — стяжений разнообразной формы и величины (от нескольких сантиметров до 0,5—1 *м* и больше в поперечнике (Cr_2) — 15,4—16,9 *м*.

9. Песок зеленый, местами зеленовато-желтый, желто-бурый, глауконитовый, горизонтальнослоистый.

В глауконитовых песках и кремнях макрофауна не обнаружена. Анализ на микрофауну образцов из этих песков, выполненный О. К. Каптаренко-Черноусовой, также не дал результатов.

Существуют и другие мнения о возрасте горизонта глауконитовых песков с кремнями, обнажающихся у с. Коробчино: Б. Л. Личков (1931) считает этот горизонт третичным, А. Н. Козловская (1949) — прибрежной фацией киевского яруса.

Отложения бучакского яруса, как выявлено в результате буровых работ, имеют сравнительно широкое распространение в восточной части бассейна р. Б. Высь. Они представлены только континентальной фацией — песками, глинами, вторичными каолинами, бурым углем, известняком, песчаниками. Пески обычно разнозернистые — от гравийных и крупнозернистых до мелко- и тонкозернистых, кварцевые, углистые, часто каолинистые, изредка — хорошо промытые. Слоистость разнозернистых песков косая, диагональная, характерная для русловой фации речных потоков. Гранулометрический состав песков изменяется в каждом отдельном разрезе от гравийных, грубозернистых в нижней, базальной части бучакской толщи до средне- и мелкозернистых — в верхней. Глины желтовато-серые, серые до черных, часто углистые, местами с карбонатными конкрециями и друзами гипса; встречаются обычно маломощными прослоями и линзами и представляют, повидимому, обогащенные углистым веществом вторичные каолины. Вторичные каолины в бучакской толще также залегают прослоями и линзами небольшой мощности. Известняк встречен только одной скважиной у Златополя (А. Н. Козловская, 1949); фауны в нем не обнаружено. Песчаники обнажаются в долине Б. Выси у с. Арсеньевки. Время их образования, по новым данным (Ф. А. Станиславский, 1951), бучакское.

Отложения бучакского яруса приурочены главным образом к погребенным речным долинам и редко обнаруживаются за их пределами. Литологические разности их в осевых частях погребенных долин обычно имеют следующее расположение в разрезе: в базальной части толщи залегают разнозернистые углистые или каолинистые пески, которые кверху постепенно переходят в средне- и мелкозернистые, чередующиеся прослоями бурого угля, глин и вторичных каолинов. На бортах долин такое фациальное распределение отложений, являющееся, как видим, полным аналогом распределению фаций в современных аллювиальных отложениях, встречается реже. Здесь обычно наблюдается беспорядочное чередование в разрезах песков, бурых углей, глин, вторичных каолинов; бурые угли, например, могут залегать и в нижней, и в средней, и в верхней частях толщи, иногда многократно переслаиваясь.

И. Е. Слензак (1946) считает, что происхождение бучакских отложений на многих участках центральной части Украинского кристалличе-

ского щита, в том числе и в районе Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива, континентальное, именно флювиальное (озерно-речное). Иное мнение высказала А. Н. Козловская (1949), согласно которой бучакская толща этого района образовалась в прибрежно-морских условиях. При этом подтверждением прибрежно-морского происхождения считается наличие глауконита в бучакских отложениях.

Характер рельефа коры выветривания кристаллических пород, именно наличие речных долин, распространение бучакского яруса, осадки которого выполняют эти долины и достигают здесь наибольшей мощности, фациальные особенности бучакской толщи (наличие фаций, аналогичных речным,— русловой, представленной разнозернистыми и другими песками, пойменной и старичной, которые выражены глинами, бурым углем, вторичными каолинами, известняком и мелкозернистыми песками) свидетельствуют не только о континентальном, но и об аллювиальном происхождении бучакских отложений в погребенных долинах района Новомиргородского массива габбро-лабрадоритовых пород. Присутствие глауконита в бучакских отложениях не противоречит заключению об аллювиальном генезисе этих отложений и может быть объяснено размывом верхнемеловых глауконитовых пород или же образованием его в зоне гипергенеза при определенных геохимических и гидродинамических условиях (М. Г. Дядченко, А. Я. Хатунцева, 1955).

Отложения киевского века, представленные мергелями и песками, встречены скважинами в северной части рассматриваемого района—у сс. Крымки, Лебедин, Журовка и др. Здесь к киевскому ярусу относят два литологических горизонта — мергель голубовато-зеленого и голубого цвета (мощностью 2—5 *м*) и лежащие ниже голубовато-зеленые, зеленовато-серые разнозернистые мергелистые пески также небольшой мощности (1—2,5 *м*). Кроме того, отложения киевского яруса встречены в сс. Николаевке и М. Виске. На остальной части района отложения несомненно киевского века неизвестны. Дальше на юго-запад от сс. Крымок, Лебедина и др. киевский ярус представлен, повидимому, мелководной фацией — песками, аналогичными пескам харьковского яруса.

Харьковский ярус имеет небольшое распространение; его отложения обнаружены в естественных обнажениях на левобережье р. Лыпянки у с. Нечаевка и многочисленными скважинами в бучакских погребенных долинах. Они представлены тонко-, мелко- и среднезернистыми, в базальной части местами крупнозернистыми глауконитовыми слюдистыми песками зеленого, серовато-зеленого, зеленовато-светло-серого, зеленовато-желтого цвета. В лежащие выше пески полтавской свиты переход обычно постепенный, нижняя граница чаще всего четкая.

Полтавская свита в пределах междуречий имеет повсеместное распространение; свита сложена разнообразными породами: мелко- и тонкозернистыми каолинистыми песками, рыхлыми песчаниками, глинами. Ложем полтавской свиты служит кора выветривания кристаллических пород, пески харьковского яруса, пески, бурые угли бучакского яруса. Вероятно, что часть углистых отложений, подстилающих непосредственно полтавскую свиту, в некоторых разрезах относится к последней, а не к бучакскому ярусу.

Горизонт пестрых глин лежит непосредственно на полтавской свите. Однако в разрезах такое налегание наблюдается нечасто: в большинстве случаев пестрые глины полностью превращены в красно-бурые. Естественные обнажения пестрых глин очень редки, они наблюдались нами только в с. Байковичи и в истоках Б. Выси в с. Аникеевка. Мощность глин небольшая — от 0,5—1,0 *м* до 5—6 *м*, изредка больше и увеличивается по направлению к наиболее высоким и обширным водоразделам; на присклоновых участках междуречий горизонт пестрых глин выклинивается, и здесь на полтавской свите залегают красно-бурые глины.

Горизонт красно-бурых глин (N_2—Q_1) на междуречьях распространен повсеместно, в речных долинах и балках размыт. Сложен красно-бурыми, красновато-бурыми, бурыми и темно-бурыми глинами. На низких водоразделах и присклоновых участках междуречий эти глины подстилаются обычно отложениями полтавской свиты, на обширных и высоких водоразделах — пестрыми глинами.

Строение четвертичного покрова очень тесно связано с геоморфологическими условиями. Каждая форма рельефа сложена определенными генетическими типами четвертичных отложений. На между-

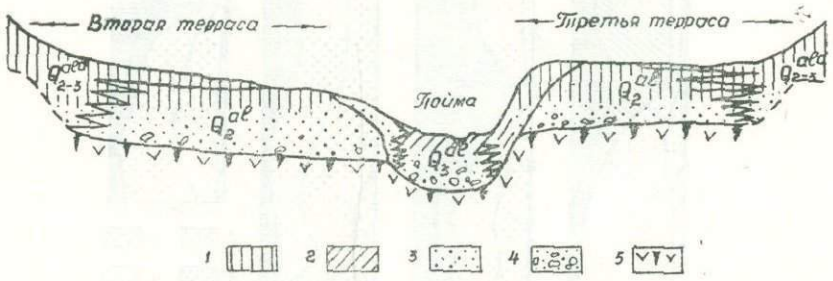


Рис. 3. Сводный схематический геолого-геоморфологический разрез террас р. Б. Выси в пределах Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива.

1 — лессы; *2* — суглинки и супеси; *3* — мелко- и среднезернистые пески; *4* — разнозернистые пески с галькой; *5* — габбро-лабрадоритовые породы и их кора выветривания.

речьях четвертичная толща, средняя мощность которой здесь колеблется в пределах 20 *м*, распространена повсеместно и сложена лессом, разделенным рядом ископаемых почв на отдельные горизонты. Количество горизонтов лесса непостоянно и изменяется от одного до пяти, увеличиваясь, повидимому, на пологих присклоновых участках междуречий и низких водоразделах и уменьшаясь на наиболее высоких междуречьях. Лесс всех горизонтов, за исключением верхнего, желто-палевый, крупнопылеватый, неслоистый, макропористый, карбонатный.

Верхний горизонт лесса имеет желтовато-серую, буровато-желтую, желто-бурую окраску, что, повидимому, связано с характером действия на него отличных от современных почвообразовательных процессов. Ископаемые почвы в лессе междуречий имеют каждая в отдельности свои индивидуальные особенности. Мощность гумусовых горизонтов этих почв непостоянная и колеблется от 0,5 до 3—4,5 *м*.

Содержание тяжелых минералов в лессах междуречий и ископаемых почвах ничтожное.

В речных долинах и балках основными генетическими типами четвертичных отложений являются аллювий (пески, супеси, суглинки, лесс) и делювий (главным образом, лесс и суглинки, редко — пески).

Строение разных террас речных долин района имеет много общего (рис. 3, 4, 5—13). Третья терраса Б. Выси является аккумулятивной, сложенной (сверху вниз): 1) лессом и 2) аллювиальными песками, супесями и суглинками. Цоколем террасы на всем ее протяжении служат габбро-лабрадориты и только у г. Новомиргорода, где р. Б. Высь прорезает погребенную долину бучакского возраста, подошвой аллювия не только третьей, но и более молодых террас, являются континентальные отложения бучакского яруса.

Лесс третьей террасы представлен желтовато-серым, буровато-желтым пылеватым или мелкопесчаным суглинком, супесью, глиной. В разрезе и в горизонтальном направлении имеет невыдержанный грануломет-

рический состав. Между ст. и г. Новомиргород лёсс террасы расчленяется ископаемой почвой на два горизонта. Во всех других разрезах горизонт лесса один. Мощность лесса третьей террасы колеблется от 0,5—1 до 6—8 *м*, в большинстве разрезов не превышая 3—4 *м*.

Происхождение лесса — аллювиальное и (у тылового края террасы) делювиальное (рис. 3); это заключение вытекает из приведенных ниже,

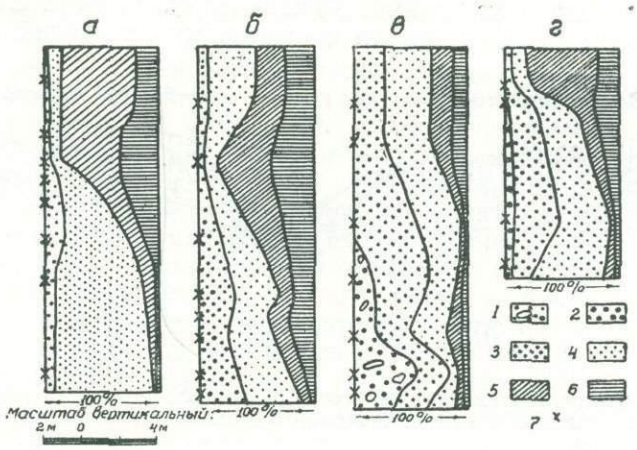


Рис. 4. Диаграммы гранулометрического состава террасовых отложений р. Б. Высь.

(*а* — третьей террасы между ст. и г. Новомиргород; *б* — третьей террасы между сс. Панчево—Мартынош; *в* — поймы в с. Новоселки; *г* — поймы между сс. Панчево — Мартынош).

1 — песок крупный и гравийный с галькой (фракция $> 0{,}5$ *мм*); *2* — песок крупный и гравийный (2,0—0,5 *мм*); *3* — песок средний (0,5—0,25 *мм*); *4* — песок мелкий и тонкий (0,25—0,05 *мм*); *5* — пыль (0,05—0,005 *мм*); *6* — глинистые частицы ($< 0{,}005$ *мм*); *7* — места отбора проб для анализов.

а также опубликованных раньше (М. Ф. Веклич, 1954) данных минералогического анализа.

В строении поймы участвуют пески, супеси, суглинки. Пойменная фация аллювия представлена илистыми суглинками и супесями с прослоями мелкозернистого песка, а также мелкозернистыми песками, часто имеющими желто-серую или черную окраску; последняя обусловлена тем, что одним из источников питания аллювия, особенно на участке долины Б. Выси ниже с. Каменки, где река прорезает выполненную континентальными породами раннеэоценовую погребенную долину, являются углистые отложения и бурый уголь.

Русловая фация аллювия поймы в общем аналогична этой же фации надпойменных террас. По гранулометрическому составу она характеризуется большим процентом фракций крупного песка и гравия.

Россыпи ильменита

В речных долинах Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива Кировоградской геологоразведочной партией в 1954 г., а еще раньше, в 1951 и 1953 гг. одним из отрядов Волынской геологоразведочной партии Западноукраинской экспедиции Геологоразведочного треста № 1 Министерства цветной металлургии СССР проводились поисковые работы на ильменит. Этими работами охвачены долины рр. Б. Выси, Верх-

ней Турии, Нижней Турии и Анновки (рис. 1). Кроме того, на междуречьях пробурены семь колонковых скважин и две — буром «Эмпайр».

Вся извлеченная из скважин порода при бурении станком «Эмпайр» опробовалась на ильменит с помощью промывки в лотках и последующего определения содержания ильменита в шлихах объемно-весовым методом. По скважинам колонкового бурения опробование осадочных пород на ильменит не проводились.

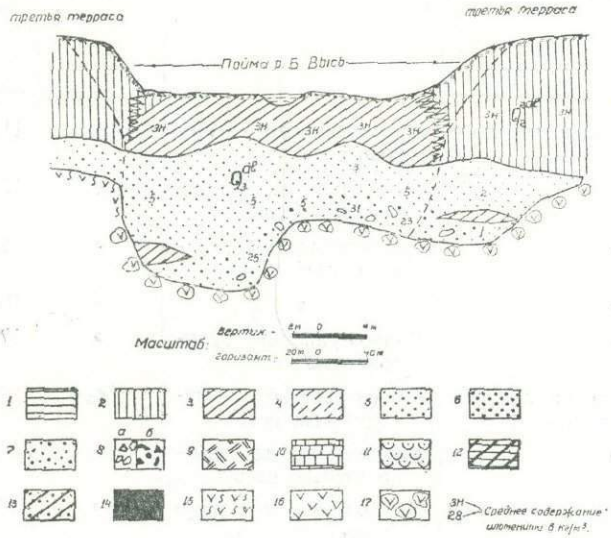


Рис. 5.

Рис. 5. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Б. Высь между сс. Каменка — Константиновка (л. 780).

Условные обозначения к рис. 5—13:

1 — глина; *2* — лессы и лессовидные суглинки; *3* — суглинки; *4* — супеси; *5* — пески мелко- и среднезернистые; *6* — пески крупнозернистые; *7* — пески разнозернистые; *8* — гальки и щебень: а) кристаллических пород, б) кремня; *9* — торф; *10* — мергель киевского яруса; *11* — вторичные каолины; *12* — углистые глины бучакского яруса; *13* — углистые пески бучакского яруса; *14* — бурый уголь бучакского яруса; *15* — первичные каолины основных кристаллических пород; *16* — основные кристаллические породы; *17* — дресва основных кристаллических пород.

В 1953 г. этой же экспедицией пробурены линии в долине р. Ольшанки (правого притока р. Днепра) у сс. Дердень, Хлыстуновка и Городище, где также развиты габбровые породы; данные опробования по Ольшанке здесь приводятся (рис. 12—13) для сравнения с рассматриваемым районом.

В результате сравнительно большого объема буровых работ, приуроченных главным образом к речным долинам, а также шлихового опробования, проведенного нами во время геолого-геоморфологических и петрографических исследований летом 1954 г., в бассейне Б. Выси, в пределах габбро-лабрадоритового массива установлено наличие только континентальных россыпей ильменита. Эти россыпи образовались за счет переотложения продуктов выветривания основных кристаллических пород. Они приурочены к коре выветривания основных кристаллических

Таблица 3

Содержание ильменита в отложениях верхнего мела, харьковского яруса, полтавской свиты, пестрых и красно-бурых глинах

Адрес и геоморфологический элемент	Название породы	Возраст	Глубина взятия пробы в *м*	Содержание ильменита в *кг/м*³ породы
с. Коробчино, Михалатьев яр	Мелкозернистый слюдистый песок	$Pg_3\,h$	11,5—12,0	0,7
»	Разнозернистый глауконитовый песок	Cr_2 (?)	15,0—15,4	0,8
»	Среднезернистый глауконитовый песок	»	16,3—18,3	0,4
»	»	»	16,4—16,8	0,05
»	Мелкозернистый глауконитовый песок	»	17,5—18,5	2,9
Нечаевка, овраги на левобережье р. Лыпянка	Разнозернистый глауконитовый песок	$Pg_3\,h$	26,7—27,0	Знаки
»	Мелкозернистый глауконитовый песок	»	24,2—24,5	Знаки
»	Мелкозернистый глауконитовый песок	»	16,2—16,5	0,1
с. Коробчино, Михалатьев яр, коренной склон балки	Песок мелкозернистый	Полтавская свита (Pg_3+Npt)	2,9— 3,3	2,8
»	»	»	4,0— 4,3	0,5
»	Глина	»	6,7— 7,0	0,02
с. Николаевка, левый коренной склон р. Б. Высь	Песок мелко- и среднезернистый	»	2,0— 3,0	0,2
с. Лекарево, левый коренной склон р. Б. Высь	Песчаник мелкозернистый	»	12,0—12,5	0,004
с. Мартынош, междуречье	Песчаник мелкозернистый	»	25,5—26,0	1,0
с. Мартынош, дно балки	Песчаник мелкозернистый	»	Поверхность	Нет
с. Б. Виска, правый коренной склон р. Б. Высь	Песок мелкозернистый	»	6,4— 6,8	наки
Аникеевка, коренной склон р. Б. Высь	Песчаник мелкозернистый	»	0,6— 1,0	Знаки
с. М. Виска, левый коренной склон р. М. Высь	Песок мелкозернистый	»	18,5—19,0	Знаки
с. Коробчино, Михалатьев яр, коренной склон балки	Глина красно-бурая	$N+Q_I$	0,8— 1,3	0,4
с. Лекарево, левый коренной склон р. Б. Высь	Глина красно-бурая	»	7,0— 7,5	Знаки
с. Мартынош, плато	Суглинок красно-бурый	»	22,2—22,5	0,2
с, Аникеевка, коренной склон р. Б. Высь	Глина бурая	»	0,6— 1,0	Знаки
»	Глина пестрая	N	2,0— 2,5	Знаки
»	Глина сизовато-серая	»	3,5— 4,0	Знаки
»	Глина сизовато-серая	»	6,0— 6,5	Знаки
»	Глина сизовато-серая	»	8,0— 8,5	Знаки

Таблица 4

Содержание тяжелых минералов I, II электромагнитных и тяжелой фракций в лессовом покрове междуречий

Адрес и геоморфологический элемент	Название породы	Глубина взятия шлиха в *м*	Содержание тяжелых минералов в *кг/м*³
с. Мартынош, междуречье	Лесс	1,2— 1,4	0,1 [1]
»	Лесс	1,9— 2,4	0,1
»	Лессовидный суглинок (ископаемая почва)	3,2— 3,4	0,1
»	Лесс	7,1— 7,5	0,2
»	Лесс	8,0— 8,5	2,6
»	Темно-бурый суглинок (ископаемая почва)	11,2—11,7	0,1
»	Лесс	12,3—12,6	0,1
»	Лесс	13,5—14,0	0,1
»	Красновато-бурый суглинок (ископаемая почва)	14,6—15,0	2,0
»	»	15,9—16,3	0,6
»	Лесс	17,1—17,5	0,3
»	Темно-бурый суглинок (ископаемая почва)	18,0—18,4	0,3
»	Темно-бурый суглинок (ископаемая почва)	19,4—19,5	0,3
»	Темно-бурый суглинок (ископаемая почва)	20,9—21,2	0,3
»	Лесс	21,6—21,9	0,4
с. Байковичи, верхняя часть левого коренного склона	Лесс	0,8— 1,2	1,1

пород, к континентальным отложениям бучакского века, к аллювиальным отложениям четвертичного возраста и представлены элювиальным (остаточным) и аллювиальным генетическими типами. Глауконитовые пески верхнемелового (?) возраста имеют небольшую концентрацию ильменита, колеблющуюся от 0,05 до 2,9 *кг/м*³ породы; пески харьковского яруса еще более бедны ильменитом (знаки — 0,1 *кг/м*³ породы), также как и пески полтавской свиты (знаки — 2,8 *кг/м*³), пестрые и красно-бурые глины (знаки — 0,4 *кг/м*³), лессы и ископаемые почвы междуречий (знаки — 0,2 *кг/м*³). Из табл. 3 и 4 следует, что в настоящее время нет данных для предположения о наличии промышленных концентраций ильменита в этих отложениях.

[1] Увеличение содержания тяжелых минералов происходит за счет попадающих в электромагнитные фракции ожелезненных карбонатных агрегатов, не являющихся тяжелым компонентом шлиха; эти агрегаты обычно составляют 90—99% электромагнитных фракций.

Коренными источниками сноса ильменита в осадочные отложения бассейна р. Б. Высь являются габбро-лабрадоритовые породы, входящие в состав Новомиргородского интрузивного массива.

Материалы исследований 1954 г., далеко еще недостаточные, позволяют все же сделать некоторые общие выводы по ильменитоносности Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива. Приведенные в

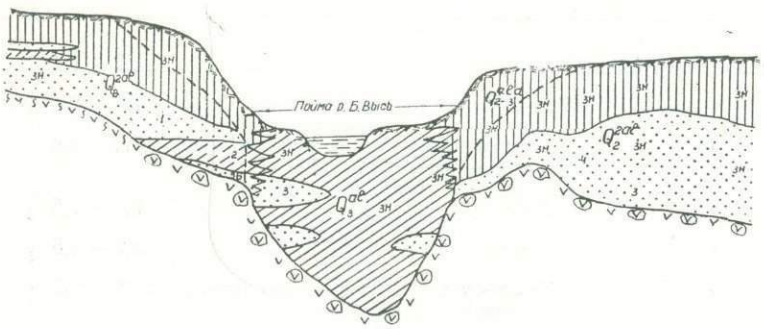


Рис. 6. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Б. Высь в с. Константиновка (л. 740).

табл. 5 данные получены при пересчете содержания ильменита в искусственных шлихах из габбро-лабрадоритовых пород бассейна р. Б. Высь.

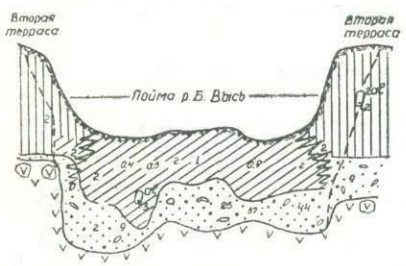


Рис. 7. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Б. Высь в с. Коробчино (л. 548).

Как видно из таблицы, в габбро-лабрадоритах намечается обогащение ильменитом приконтактных частей массива; здесь содержание ильменита колеблется от 12 *кг/м*^{3} у с. Винтель-Николаевка до 45,3 *кг/м*^{3} у с. Коробчино, в среднем 23,0 *кг/м*^{3} (из пяти проб); в лабрадорите южной части массива (у с. Софиевка) ильменита до 3,0 *кг/м*^{3}. Среднезернистое оливиновое габбро, вскрытое скважиной № 8 юго-западнее с. Бирзулово, содержит, по данным опробования Западноукраинской экспедиции, до 51—58 *кг/м*^{3} ильменита.

В породах центрального комплекса (у сс. Константиновка, Каменка, Мартынош, Панчево, Лекарево) среднее содержание ильменита равно 6,5 *кг/м*^{3}. В средней части массива удается выделить пока один участок с повышенной концентрацией ильменита — западнее с. Каменка, у ГЭС и в 2—3 *км* ниже по р. Б. Высь. Содержание ильменита здесь колеблется от 11,1 до 33,6 *кг/м*^{3}, в среднем 23,8 *кг/м*^{3}.

Таким образом, результаты опробования габбро-лабрадоритовых пород Новомиргородского массива позволяют сделать вывод об общем низком содержании (до 10—15 *кг/м*^{3}) ильменита в этих породах, за исключением некоторых участков (у сс. Коробчино, Каменка — ГЭС), где концентрация этого минерала достигает 30—40, иногда 45,0 *кг/м*^{3}. Намечается определенное увеличение ильменита (более 50 *кг/м*^{3}) в меланократовых разновидностях габбровых пород — в оливиновом габбро, вскрытом скважиной у с. Бирзулово.

Ильменит в искусственных шлихах встречается в виде зерен неправильной формы, реже — в виде кристаллов и их обломков. Химический

Таблица 5

Содержание ильменита в основных кристаллических породах

Место взятия пробы	Название породы	Объем пробы $дм^3$	Вес шлиха $г$	I электромагнитная фракция		Содержание ильменита в породе[1] $кг/м^3$
				Вес $г$	Содержание ильменита %	
с. Винтель—Николаевка	Лабрадорит близ контакта	2,5	229,10	90,73	50	18,4
»	Лабрадорит близ контакта	2,5	64,85	33,45	90	12,0
с. Коробчино	Лабрадорит	1,0	89,85	75,50	60	45,30
с. Веселовка	»	3,0	252,90	122,30	60	22,04
»	»	3,0	172,50	97,30	60	17,50
с. Софиевка, р. М. Выська	Кварцевое габбро	3,0	75,45	30,72	35	3,07
с. Константиновка	Лабрадорит	3,5	129,30	67,82	50	10,17
с. Константиновка, у ж.-д. моста	Лабрадорит	6,0	44,70	28,40	98	4,76
с. Константиновка, южная окраина	»	1,5	81,40	36,27	45	10,8
с. Константиновка, у брода	»	1,0	102,15	21,20	65	12,00
» у школы	»	1,0	192,70	31,40	35	10,90
» у моста	»	1,0	208,40	18,95	35	6,60
с. Каменка	»	1,0	11,33	3,73	60	2,23
»	»	2,0	63,60	2,10	20	0,20
»	Среднезернистый лабрадорит	1,5	12,20	1,50	60	0,58
»	Мелкозернистое габбро	1,5	42,70	6,20	30	1,2
»	Лабрадорит	2,5	31,50	12,0	50	2,4
с. Мартынош	»	1,5	56,20	3,90	65	1,50
»	»	2,5	8,10	1,50	75	0,45
с. Мартынош, у моста	»	1,5	113,70	50,0	35	10,5
» у плотины	»	3,0	92,00	23,35	80	10,81
с. Панчево	»	3,0	140,65	97,55	40	11,70
»	Дресва лабрадорита	5,0	192,25	67,92	95	13,46
с. Лекарево	Лабрадорит	2,5	163,65	72,67	95	7,27
»	»	3,0	250,40	103,00	30	9,27
»	»	1,8	137,80	53,28	30	8,79
»	»	3,0	151,50	61,65	30	5,55
Между сс. Константиновка и Каменка	»	1,5	182,80	68,00	60	26,48
»	Дресва	3,0	48,45	37,50	90	11,14
с. Каменка, ГЭС	Темно-серый лабрадорит	3,0	331,25	169,47	60	33,6
»	Светло-серый лабрадорит	2,5	185,40	101,10	55	20,0

[1] Содержание ильменита во II электромагнитной фракции во всех пробах незначительное.

анализ ильменита, выполненный лабораторией Института геологических наук АН УССР (аналитик Б. В. Мирская), дал следующие результаты:

Таблица 6

Окислы	I			II		
	Весовые проценты	Молекулярные количества		Весовые проценты	Молекулярные количества	
TiO_2	50,28	634		50,28	634	
Fe_2O_3	3,97	025		5,29	033	
FeO	43,58	608		42,73	590	
MnO	0,51	007	631	0,50	007	614
MgO	0,63	016		0,70	017	
CaO	0,10	002		0,07	002	
SiO_2	0,64	006		0,52	006	
Al_2O_3	0,26	002		0,18	002	
Cr_2O_3	0,02	—		0,02	—	
V_2O_5	0,17	—		0,18	—	
H_2O	0,02	—		0,06	—	
Сумма	100,18	—		100,53	—	

I — Ильменит из светло-серого крупнозернистого лабрадорита с. Лекарево.
II — Ильменит из темно-серого крупнозернистого лабрадорита с. Константиновка.

Исходя из данных химических анализов, можно вывести следующие соотношения компонентов в весовых процентах:

	I	II
Ильменит	94,80	92,61
Гематит	3,93	5,29
Рутил	0,18	1,6
Примеси	1,09	0,77

В основу пересчета взято содержание RO, полностью отнесенное к ильмениту; избыток TiO_2 отнесен к рутилу.

Гематит в ильмените в шлифах не обнаружен. Вполне возможно, что при подготовке материала к анализу закись железа (FeO) частично перешла в окись (Fe_2O_3), на что имеются указания в литературе (Бонштедт-Куплетская Э. М., 1952), остальное количество Fe_2O_3, вероятно, удерживается ильменитом.

При пересчете химических анализов получаются следующие соотношения:

	I	II
$FeTiO_3$	96,36	96,1
$MnTiO_3$	1,11	1,1
$MgTiO_3$	2,53	2,8

Кроме того, в состав ильменита, вероятно, в виде изоморфных примесей входят сотые и десятые доли процента ванадия и хрома. По данным спектрального анализа ильменит содержит также сотые и тысячные доли процента Co, Zn и следы Ni, Nb, Cu.

Элювиальные (остаточные) россыпи

При значительных концентрациях ильменита в кристаллических породах создаются благоприятные предпосылки для образования ильменитоносных элювиальных россыпных месторождений.

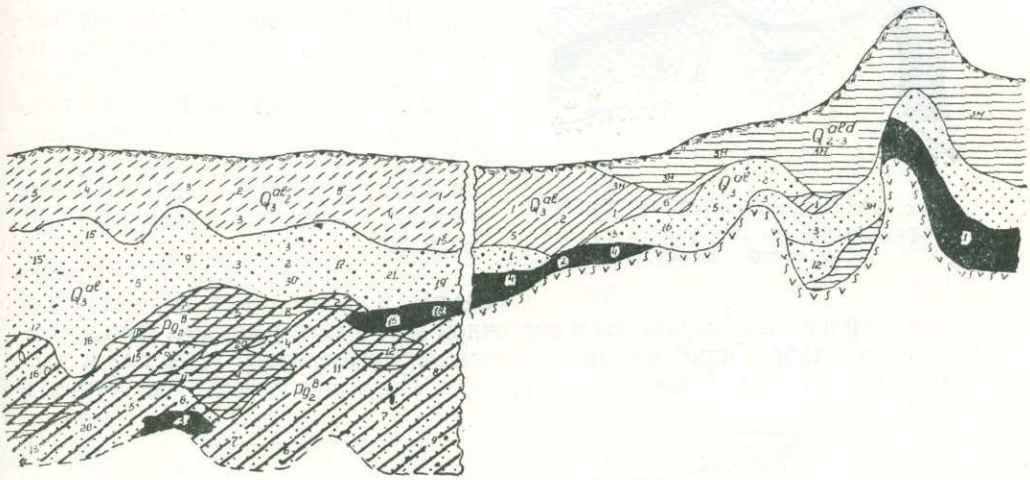


Рис. 8. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Б. Высь в г. Новомиргород (л. 694).

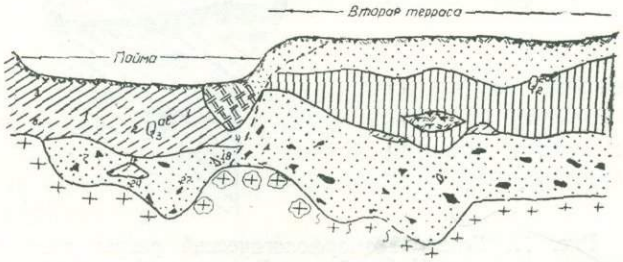


Рис. 9. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Б. Высь между сс. Коробчино и Николаевкой (л. 500).

В настоящее время имеются очень скудные сведения об этих россыпях (табл. 7).

Из 17 буровых линий в долине р. Б. Выси девять имеют среднее содержание ильменита по линии больше 10 *кг/м*³ и из девяти шесть — более 20 *кг/м*³ (линия 500, 524, 540, 548, 780, 820). Содержание ильменита в отдельных пробах колеблется от единичных знаков до 208,1 *кг/м*³ (линия 524). Ширина разведанной россыпи изменяется от 80 до 800 *м*. Элювиальные отложения разведаны в этой долине на глубину от 0,5 до 4,0 *м* при средней глубине 0,5—1,0 *м*.

Высокое содержание ильменита в элювиальных отложениях наблюдается в западной части района от линии 500 до линии 572 (шесть линий)

и в центральной части от линии 740 до линии 820 (три линии), что наглядно иллюстрируется графиком (рис. 14).

Из сравнения содержания ильменита в элювиальных отложениях и коренных породах Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива видна прямая связь между обогащенными ильменитом элювиальными россыпями и основными породами с повышенным содержанием ильменита. Так, элювиальная россыпь с промышленным содержанием ильменита (более 20 *кг/м*³) в западной части района связана непосредственно с западным обогащенным ильменитом участком габбро-лабрадоритов и оливиновым габбро; с центральными обогащенными ильменитом участками габбро-лабрадоритов связаны, вероятно, элювиальные россыпи, вскрытые линиями 740, 780 и 820.

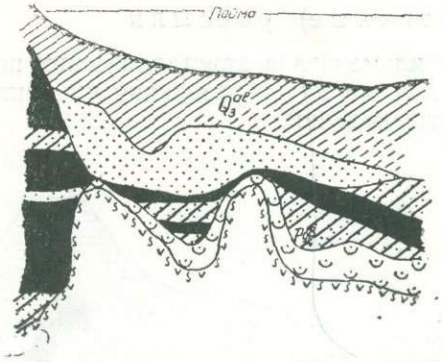


Рис. 10. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Н. Турии в с. Листопадово (л. 50).

Континентальные россыпи ильменита бучакского возраста обнаружены в восточной погребенной долине. Они изучены очень слабо. Опробованию на ильменит подвержены углистые и каолинистые пески, а также бурый уголь у Новомиргорода, в сс. Турия и

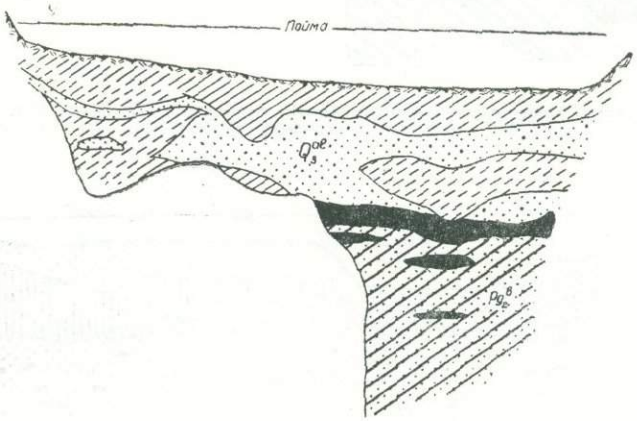


Рис. 11. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Н. Турии в с. Турия (л. 9).

Листопадово, между сс. Каменкой и Пурпуровой балкой и в Михалатьевом овраге (между сс. Коробчино и Николаевкой). Как видно из табл. 8 и рис. 8, в бучакских отложениях часты промышленные концентрации ильменита. Содержание ильменита на толщу этих отложений в отдельных разрезах также промышленное.

Аналогичные результаты получены по басейну р. Ольшанки, где среднее содержание ильменита в углистых песках бучакского яруса равно 26 *кг/м*³, а в отдельных пробах из этих отложений превышает 50 *кг/м*³ (рис. 13).

Генезис бучакских россыпей аллювиальный и озерно-аллювиальный. Об этом свидетельствуют условия залегания бучакских континентальных отложений, а именно — их приуроченность к погребенным долинам, выработанным в кристаллических породах и их коре выветривания.

Аллювиальные россыпи ильменита и отложения бучакского возраста в пределах Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива имеют

Таблица 7

Содержание ильменита в коре выветривания кристаллических пород бассейна р. Б. Высь

№ линий	Ширина россыпи *м*	Пробуренная мощность элювия, *м*		Содержание ильменита *кг/м³*	
		от—до	Средняя мощность	от—до	Среднее по линии
322	200	0,5—1,0	0,7	1,5— 14,3	7,2
500	80	0,5	0,5	37,0— 62,0	49,5
508	280	0,5—1,0	0,8	2,2— 23,2	12,8
524	400	0,5	0,5	4,4—208,1	51,4
386	Данных по коре выветривания нет				
540	80	0,5	0,5	25,5—30,3	27,9
548	320	0,5	0,5	1,7—75,0	25,8
572	320	0,5—1,0	0,6	2,6—39,7	19,4
450	1400	0,5—1,0	0,9	1,0—21,4	4,59
630	1440	0,5—2,0	0,7	Знаки—23,2	5,55
662	1560	0,5—1,5	0,6	Знаки—39,3	9,1
694	300	1,0—2,0	1,6	1,7—15,8	6,7
740	600	0,5—1,5	0,6	Знаки—22,1	12,1
780	400	0,5—1,0	0,6	0,7—42,6	20,75
820	800	0,5—1,5	0,7	0,3—69,2	21,5
880	1040	0,5—1,5	0,6	0,9—21,2	7,4
950	6800	0,5—4,0	1,7	Знаки—4,5	1,1

своеобразный минералогический состав. В них встречены следующие минералы: кварц, магнетит, титаномагнетит, ильменит, лейкоксен, гранат, эпидот, ставролит, глауконит, пироксен, турмалин, циркон, силлиманит, дистен, топаз, апатит, андалузит, анатаз, корунд, рутил, дюмортьерит, сфен, виридин; вторичные минералы обычно представлены гематитом, лимонитом и марказитом.

Кварц по всей площади и во всех разрезах отличается обычно средней и хорошей степенью окатанности; зерна кварца в некоторых пробах в большей или меньшей степени загрязнены: мелкие трещинки на поверхности зерен заполнены темно-бурыми гидроокислами железа и, возможно, органическим веществом.

Основная масса циркона представлена длинно-призматическими кристаллами, которые обладают хорошей огранкой, многие кристаллы на обоих концах имеют правильные пирамидальные ограничения. Размер кристаллов 0,1—0,3 *мм* по длине кристалла, редко больше. По своему облику, размерам и цвету эта разновидность циркона из бучакских отложений сходна с цирконом из гранитов рапакиви. Цвет буровато-коричневый, реже розовый. Коричневый цвет кристаллов обусловлен, вероятно, включениями в минерале, так как окраска иногда распределена неравномерно, пятнами. Часто в таких буровато-коричневого цвета кристаллах на краях происходит сгущение окраски, вплоть до черной, особенно интенсивное на головках. Циркон с такими как бы «оплавленными» головками темно-бурого до черного цвета наблюдался нами в искусственных шлихах из гранитов гибридного состава около контакта гранитов и основных по-

род. Гораздо меньшим распространением пользуется вторая разновидность циркона светло-желтого, розового, розово-желтого цвета, обладающего характерными признаками циркона из габбро-лабрадоритовых пород. Кристаллы этого циркона имеют крупные размеры, до 1,0—1,5 *мм*, и в шлихе встречаются в основном лишь в виде обломков. Второй отличительной особенностью является короткостолбчатый облик кристаллов: отношение длины кристаллов к его ширине в цирконах из габбро-лабрадоритов гораздо меньше такового в кристаллах цирконов из гранитов — рапакиви (точные измерения этих отношений не производились из-за

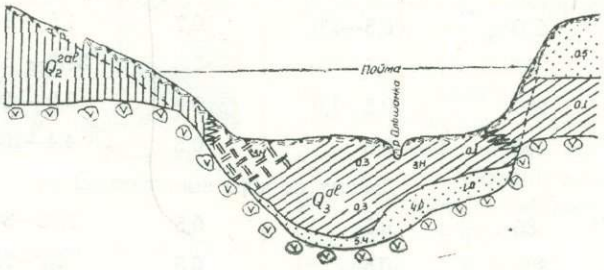


Рис. 12. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Ольшанки в с. Хлыстуновка (л. 648).

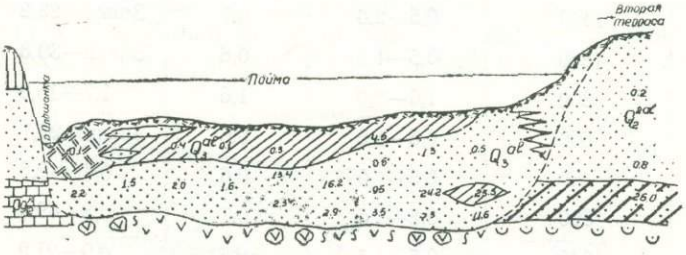


Рис. 13. Геолого-геоморфологический разрез долины р. Ольшанки в с. Городище (л. 520).

почти полного отсутствия целых кристаллов циркона из основных пород). Наконец, в цирконе из габбро-лабрадоритов очень редки включения.

Ильменит в шлихах обычно преобладает. Он присутствует в виде угловатых и слабо окатанных зерен. Кристаллы очень редки.

Часть ильменита изменена в лейкоксен; последний в некоторых пробах преобладает. Нередко можно наблюдать в пределах одного зерна замещение ильменита лейкоксеном от периферии к центру. Размер зерен этих минералов различен — 0,1—0,6 *мм*, преобладает — 0,1—0,2 *мм*.

Отличительными признаками бучакских отложений являются почти полное отсутствие рутила (за исключением нескольких проб) и ничтожные количества таких минералов как гранат, эпидот, ставролит, глауконит, пироксен, турмалин, силлиманит, дистен, топаз, корунд, апатит, андалузит, анатаз, сфен, дюмортьерит, виридин, которые встречаются только в единичных знаках и далеко не во всех пробах.

Размеры зерен, степень окатанности минералов, иногда и минералогический состав бучакских отложений несколько различны в пластах различного фациального состава, а также в отложениях одной фации, но из различных мест.

По размерам зерен и по степени их окатанности выделяются отложения углистых глин, распространенных в долине р. Б. Высь ниже г. Новомиргорода. Верхние горизонты их здесь характеризуются неравномерной зернистостью минеральных зерен. Преобладающим минералом в электромагнитных фракциях является ильменит, в гораздо меньших количе-

Таблица 8

Содержания ильменита в континентальных отложениях бучакского яруса

Адрес и геоморфологический элемент	Название породы	Глубина взятия *м*	Содержание ильменита *кг/м*³
Между сс. Коробчино—Николаевка, Михалатьев яр	Песок разнозернистый	12,8—13,8	0,8
Между сс. Коробчино—Николаевка, Михалатьев яр	Песок разнозернистый каолинистый	14,0—14,5	9,1
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	Бурый уголь	12,0—12,5	24,1
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	» »	12,5—13,0	16,3
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	» »	13,0—13,5	14,2
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	Песок мелкозернистый глинистый	13,5—14,0	17,0
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	Песок мелкозернистый глинистый	14,0—14,5	19,1
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	Песок среднезернистый	16,5—17,0	6,7
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	» крупнозернистый	20,0—20,5	5,1
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 64	» »	23,5—24,0	15,4
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 152	Бурый уголь	12,5—13,0	0,5
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 152	» »	13,0—13,5	0,07
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 152	» »	13,5—14,0	0,2
Новомиргород, пойма Б. Выси, линия 694, скв. 152	» »	14,5—15,0	0,5
Между сс. Каменка—Пурпурова Балка, пойма р. Анновка (линия 30, скв. 20)	» »	23,5—24,0	3,4

ствах присутствует лейкоксен. Подавляющее большинство зерен ильменита, зерна граната, ставролита окатаны слабо или почти не окатаны, с чуть сглаженными краями. Книзу идет постепенное выравнивание соотношений крупнозернистой и мелкозернистой частей шлиха, а затем преобладание мелкозернистой части (0,1—0,2 *мм*). Книзу изменяются не только размеры минеральных зерен, но и количественное соотношение минералов; здесь преобладающим минералом шлихов становится лейкоксен.

Отложения углистых песков характеризуются большей однородностью в размерах зерен и степени их окатанности; господствующий минерал в электромагнитных фракциях — лейкоксен. Зерна лейкоксена в большинстве средне и слабо окатаны.

Минералогический состав, размеры зерен и их окатанность в бурых углях аналогичны таковым в углистых песках.

Во всех пробах из бучакских отложений такие минералы как циркон, пироксен, апатит, эпидот не окатаны или слабо окатаны. Сохранившиеся кристаллографические формы, слабая окатанность этих минера-

лов свидетельствуют о близости источника сноса их в бучакские отложения. Качественный минералогический состав позволяет судить о характере кристаллических пород, служащих источником питания аллювиальных отложений. Погребенная долина, выполненная бучакскими отложениями, проходит как по основным породам Новомиргородского массива, так и по примыкающим к массиву с севера и запада гранитам. Намечается прямая зависимость минералогического состава аллювиальных отложений от характера подстилающих их кристаллических пород. Так, в бучакских отложениях вблизи г. Новомиргорода можно встретить в

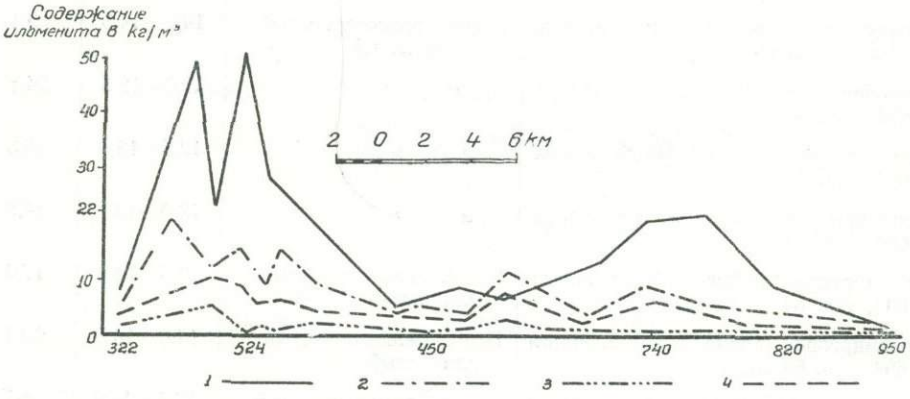


Рис. 14. График содержания ильменита в отложениях поймы р. Б. Высь и коре выветривания кристаллических пород между сс. Панчево — Арсеньевка.

1 — среднее содержание ильменита в *кг/м*³ в коре выветривания; *2* — среднее содержание ильменита в *кг/м*³ в русловой фации аллювиальных отложений поймы; *3* — среднее содержание ильменита в *кг/м*³ в пойменной фации аллювиальных отложений поймы; *4* — среднее содержание ильменита в *кг/м*³ по буровой линии.

каждой пробе среди прочих минералов также пироксен, апатит, светло-розовый и желтовато-розовый без включений циркон, т. е. минералы комплекса основных пород Новомиргородского массива. По р. Нижней Турии пироксен и апатит в бучакских отложениях встречаются крайне редко, в большем количестве присутствуют мелкие кристаллы циркона буровато-коричневого цвета, характерного для гранитов гибридного состава — это свидетельствует о близости контакта гранитов с основными породами на этом участке.

Характерной особенностью изученных нами шлихов из бучакских отложений является повсеместное наличие в них марказита. Марказит наблюдается в виде самостоятельных стяжений различных размеров, корочек и наростов на других минералах, в основном на ильмените и лейкоксене, или псевдоморфоз по растительным остаткам; часто он цементирует отдельные минеральные зерна.

Таким образом, минералогический состав отложений и россыпей ильменита бучакского яруса в районе Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива характеризуется: 1) прямой и тесной зависимостью от минералогического состава подстилающих пород; 2) относительной бедностью видового состава; 3) незначительными относительными количествами большинства тяжелых минералов; за исключением ильменита, лейкоксена и марказита все другие минералы встречаются только в единичных зернах; 4) наличием хорошо окатанных зерен таких устойчивых минералов как кварц и ильменит, количество которых увеличивается вниз по бучакской долине, и неокатанностью или слабой окатанностью неустойчивых минералов (пироксенов, апатита, эпидота), что свидетельствует, наряду с присутствием глауконита, о различных породах, служивших

источниками питания, и разных расстояних переноса минеральных частиц; 5) наличием большого количества марказита.

Аллювиальные россыпи ильменита четвертичного возраста обнаружены только в долине р. Б. Высь, где они приурочены главным образом к русловой фации аллювия поймы.

Распределение содержания ильменита в аллювиальных толщах р. Б. Выси таково. В пойменной фации современных отложений (рис. 5—9, 14) ильменита мало, обычно знаки и лишь в немногих разрезах 1—2 *кг/м*³. В русловой фации современного аллювия концентрация ильменита увеличивается, особенно в ее базальной части. Однако она различна в различных разрезах и изменяется в тесной связи с изменением содержания ильменита в бучакских отложениях и в габбро-лабрадоритовых породах, являющихся на большом протяжении долины ложем современного аллювия. Это безусловно свидетельствует об очень незначительном переносе ильменита от коренных источников сноса.

Выделяется один участок долины, где среднее содержание ильменита в русловой фации аллювия поймы превышает по отдельным геологоразведочным линиям 15 *кг/м*³ при среднем содержании по всем линиям на этом участке 10 *кг/м*³. Этот участок расположен между сс. Коробчино—Николаевка (линии 500—572, рис. 1); однако даже здесь промышленная концентрация ильменита на горную массу осадочных пород, представленных современным аллювием, встречена лишь одной скважиной (рис. 9), а по линии 500 не превышает 8,4—9,4 *кг/м*³ (рис. 14).

На втором участке долины Б. Выси значительные концентрации ильменита в осадочных отложениях обнаружены также по линии 694 (среднее содержание по линии на горную массу 7,0 *кг/м*³, в русловой фации — 11,2 *кг/м*³, в подстилающих бучакских отложениях — 7,2 *кг/м*³ и современном аллювии вообще — 6,6 *кг/м*³ (рис. 8).

По остальным геологоразведочным линиям содержание ильменита в русловой фации поймы, как и во всей аллювиальной толще, значительно ниже. Однако по многим геологоразведочным линиям, начиная с 820, в нижних горизонтах руслового аллювия наблюдается небольшой и невыдержанный пласт песков (обычно крупно- и разнозернистых) со сравнительно высоким, превышающим 10 *кг/м*³, содержанием полезного ископаемого. Характеристика этого пласта приведена в табл. 9.

В отложениях второй и третьей террас содержание ильменита, в сравнении с аллювием поймы, в общем значительно ниже как на горную массу, так и в отдельных фациях (рис. 5—13) и нигде не достигает промышленных значений. Исключение может быть составляют отложения этих террас на участке левобережья Б. Выси между г. и ст. Новомиргород, где возможны промышленные (на горную массу) количества полезного ископаемого.

Таким образом, содержание ильменита в аллювиальных четвертичных отложениях Б. Выси в пределах габбро-лабрадоритового массива в общем низкое, непромышленное. Причиной этого являются: 1) сравнительно небольшое содержание ильменита в габбро-лабрадоритовых породах и в их коре выветривания; 2) неглубокое врезание реки в кристаллические породы, являющиеся основным источником сноса ильменита в аллювий, и 3) наличие мощной толщи почти не содержащих ильменита осадочных пород, которые залегают выше местных базисов эрозии. Эти породы являются главнейшим источником формирования аллювиальных толщ и, следовательно, не могли не оказывать сильного отрицательного влияния на концентрацию ильменита в четвертичных аллювиальных отложениях р. Б. Высь

Четвертичные аллювиальные отложения и россыпи ильменита на всех террасах и во всех литологических горизонтах имеют очень близкий минералогический состав. В них встречены следующие минералы: ильменит,

Таблица 9

Содержание ильменита в аллювиальных россыпях

№ линии	Россыпь с содержанием ильменита > 10 кг/м³					Вскрыша	
	Количество скважин	Ширина м	Мощность от—до м	Средняя мощность м	Среднее содержание кг/м³	Средняя мощность м	Среднее содержание, кг/м³
322	2	80	1,0	1,0	10,8	7	1,9
386	4	200	0,5— 2,5	1,6	23,6	6	1,5
508	5	200	1,0— 3,0	2,2	20,9	5,7	0,4
524	7	320	0,5— 3,5	2,1	32,0	5,2	2,5
540	8	400	0,5— 2,5	1,5	21,4	6,3	1,5
548	9	400	0,5— 3,0	1,6	30,7	6,5	1,5
572	7	280	0,5— 3,0	0,9	18,5	7,4	2,2
630	3	160	2,0—10,0	5,7	10,6	6,5	2,2
662 левый борт	5	200	1,0— 2,0	1,3	12,9	7,1	1,5
662 правый борт	4	200	3,5— 8,5	6,0	10,0	9,5	3,8
740	1	40	1,5	1,5	10,4	7,5	1,3
780	3	160	1,5— 4,5	3.8	25,3	9,6	2,2
820 левый борт	3	120	2,0 – 4,0	2,6	27,0	9,1	1,0
820 правый борт	2	80	1,0 – 1,5	1,2	19,3	8,7	1,2

титаномагнетит, пирротин, магнетит, пирит, халькопирит, лейкоксен, марказит, лимонит, гематит, сидерит, ставролит, пироксен, эпидот, турмалин, циркон, биотит, роговая обманка, силлиманит, дистен, андалузит, шпинель, рутил, виридин, анатаз, апатит, корунд, топаз, глауконит, дюморт'ерит, гранат, (пироп, альмандин, уваровит), лоренценит (?), фибролит, актинолит, касситерит, сфен.

При общей однородности минералогического состава отложения третьей, второй террас и поймы имеют некоторые различия в степени окатанности минералов и в их размерах.

Лессовые отложения третьей террасы у с. Панчево довольно резко отличаются от лежащих ниже песчаных отложений бедностью минералогического состава и общим ничтожным содержанием тяжелых минералов. В них отсутствуют такие минералы как шпинель, эпидот, виридин, анатаз, корунд, топаз, андалузит. По мере продвижения вниз по течению р. Б. Выси в лессовых отложениях увеличивается число минеральных видов наряду с увеличением количества тяжелых минералов, и уже около Новомиргорода (линия 740) минералогический состав лесса в общем аналогичен таковому в песчаных отложениях в тех же разрезах; общей особенностью аллювиальных отложений третьей террасы является плохая сортировка минералов и их неравномерная зернистость. Размер зерен колеблется в пределах 0,1—2,0 *мм,* преобладает среднезернистая часть — 0,2—0,4 *мм*. Большинство минералов слабо окатано или не окатано (ильменит, ставролит, гранат, эпидот, апатит). Можно проследить

по разрезу постепенное увеличение размеров минеральных зерен сверху вниз и уменьшение в этом направлении степени их окатанности. В самых низах песчаных отложений террасы сказывается близость кристаллических пород; в пределах Новомиргородского массива основных пород в них повышается содержание апатита, циркона светло-розового цвета, характерного для основных пород; уменьшается количество лейкоксена, рутила, дистена и других минералов.

Минералогический состав отложений второй террасы почти не отличается от минералогического состава третьей террасы. Нет резких различий в минералогическом составе лесса и песчаных отложений каждого отдельного разреза второй террасы. Подтверждается общая закономерность уменьшения степени окатанности минералов сверху вниз и увеличение размеров зерен в этом направлении.

Пойменные отложения, представленные песками различной величины зерна, характеризуются наличием в них почти всех минералов, перечисленных выше. Фракции тяжелых минералов из отложений поймы неравномерно зернисты, размер зерен колеблется от 0,1 до 1,0 *мм*, иногда и больше; преобладает среднезернистая часть (0,2—0,4 *мм*). Как и в других аллювиальных отложениях, верхние горизонты пойменной фации (супеси) не имеют некоторых минералов, распространенных повсеместно в нижних горизонтах пойменного аллювия; так, супесь у с. Панчево не содержит апатита, топаза, анатаза, андалузита. В пойме, как и на террасах, происходит заметное увеличение книзу содержания апатита, циркона, анатаза, уменьшение рутила, дистена, силлиманита и других минералов. В самых низах аллювия поймы, как правило, в понижениях в коре выветривания встречается марказит, иногда в заметном количестве (у сс. Андреевка, линия 662, и Екатериновка, линия 630). Наряду с марказитом наблюдается и циркон буровато-коричневого цвета, часто встречающийся в бучакских отложениях. Наличие марказита и буровато-коричневого циркона в аллювии поймы, наряду с другими минералами, характерными для пойменной фации, можно объяснить размывом бывших здесь бучакских отложений. О возможном размыве здесь отложений бучака говорит как близость погребенной долины бучакского возраста, так и характер марказита. Марказит в отложениях поймы не имеет латунно-желтого цвета, отсутствует металлический блеск; он наблюдается в виде бобовин, псевдоморфоз по растительным остаткам, имеет землистый, темно-серый с желтоватым оттенком цвет и тусклый блеск, присутствует в основном в электромагнитных фракциях и поэтому представляет собой, вероятно, измененный, окисленный марказит из бучакских отложений.

Следовательно, в минералогическом отношении четвертичным аллювиальным отложениям свойственны: 1) в общем одинаковый состав унаследованных минералов в каждом отдельном разрезе через Б. Высь, что объясняется одной и той же провинцией питания аллювия всех трех террас; 2) в общем одинаковый состав унаследованных минералов во всех литологических горизонтах каждого отдельного разреза каждой террасы; лесс надпойменных террас, суглинки и супеси поймы в этом отношении ничем существенно не отличаются от подстилающих их аллювиальных песков; это говорит об одинаковом источнике их питания и, значит, об аллювиальном происхождении террасового лесса; исключение составляет лесс разреза третьей террасы у с. Панчево и, повидимому, делювиальных лессовых шлейфов, налегающих на аллювий третьей террасы у ее тылового края, сравнительно резко отличающийся по минералогическому составу от аллювиальных отложений; этот лесс делювиального происхождения и имеет иной источник сноса; 3) незначительная разница состава этих же минералов в разных створах через речную долину, поскольку одним из основных источников питания аллювиальных отложений являются габбро-лабрадориты, имеющие на разных участках массива близкий минералогический состав; это обусловило резкое преоб-

ладание ильменита (до 80—95% и более всех тяжелых минералов шлиха); за пределами габбро-лабрадоритового массива, в частности, ниже по Б. Выси, в районе развития гранатовых гранитов и мигматитов основным минералом в шлихах из лесса, суглинков и песков террас является гранат, который иногда преобладает над суммарным количеством всех других минералов; 4) незначительная окатанность большинства минералов и большинства зерен каждого минерального вида; преобладают слабо окатанные и неокатанные зерна; окатанность увеличивается снизу вверх по разрезу каждой отдельной террасы, а также от более древних к более молодым террасам.

Главные этапы геоморфогенезиса, литогенезиса и образования россыпей ильменита

До верхнемелового времени Украинский кристаллический щит был пенепленизирован и покрыт более или менее мощной корой выветривания кристаллических пород (первичными каолинами и дресвой). Об этом свидетельствует не только налегание верхнемеловых отложений на кору выветривания, но и наличие в отдельных пунктах кристаллического щита континентальных образований верхнеюрского и нижнемелового возраста, обнаруженных в бассейнах Ирши и Ужа (М. Ф. Веклич, А. П. Ромоданова, 1955). В составе этих отложений принимает участие вторичный каолин, неоспоримо указывающий на образование каолиновой коры выветривания в доверхнеюрское время.

В верхнемеловую эпоху на территорию нынешнего бассейна Б. Выси трансгрессирует море, отложившее глауконитовые пески. Верхнемеловые породы, как упоминалось выше, распространены незначительно и обнаружены только между сс. Коробчино — Николаевка, у с. Валуевки, а за пределами массива — в бассейне р. Ятрани, у с. Аполянки (М. И. Ожегова, 1936).

После регрессии верхнемелового моря наступил новый период континентального развития бассейна Б. Выси, во время которого верхнемеловые породы почти полностью были снесены и выработаны сравнительно широкие и глубокие эрозионного характера понижения — речные долины, заполнение и формирование которых произошло, повидимому, главным образом в бучакское время. Однако то обстоятельство, что Новомиргородский габбро-лабрадоритовый массив подвергался континентальной денудации не только в доверхнемеловое, но и в палеоценовое, предшествующее бучакскому, время, уже делает вероятным предположение, что здесь должны сохраниться и более древние, чем эоценовые, а именно палеоценовые и доверхнемеловые континентальные отложения, а толща известных здесь отложений, отнесенных только к раннему эоцену, может быть также разновозрастной.

Базисом эрозии для бучакских рек Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива служило эоценовое море, занимавшее Днепровско-Донецкую впадину.

Древний водораздел был расположен южнее современного и проходил по междуречью рр. М. Выси, Кильтеня, с одной стороны, и р. Черного Ташлыка (притока р. Синюхи) — с другой, чем и объясняется указанная еще Н. А. Соколовым (1896) приуроченность наибольших высотных отметок не к водоразделу Ю. Буга и Днепра, а к междуречьям Ю. Буга. Поэтому конфигурация гидрографической сети эоцена была совершенно иной, чем современной, а направление стока местами противоположным.

Древние долины, выработанные в кристаллических породах и их коре выветривания, на протяжении бучакского века выполняются разнозернистыми каолинистыми и углистыми песками, переслаивающимися глав-

ным образом в верхней части толщи вторичными каолинами, глинами, бурым углем. Эти отложения образовались в основном за счет местных пород из продуктов разрушения габбро-лабрадоритов, лабрадоритов, гранитов коростенского типа и более древних, чем бучакские, осадочных отложений. В них могли местами концентрироваться и, как следует из изложенного выше, концентрировались значительные количества ильменита. Однако содержание ильменита в бучакских отложениях из опробованных разрезов в общем невысокое. Это может быть объяснено тем, что бучакские отложения опробованы в бортах погребенных долин, где русловая фация этих отложений выражена нечетко; естественно, что здесь, в этих разрезах, нельзя ожидать максимального содержания ильменита. Другие скважины, пробуренные при поисках бурого угля, прошли мощные толщи аллювиальных отложений бучакского яруса в осевых частях погребенных долин, содержание ильменита в которых не известно; однако здесь следует ожидать более высокие содержания тяжелых минералов.

В общем небольшая концентрация ильменита в бучакских отложениях может быть объяснена и иначе, а именно — невысоким содержанием этого минерала в кристаллических (в том числе и основных) породах тех участков Новомиргородского массива, по которым проходят раннеэоценовые погребенные долины. Во всяком случае бучакские россыпи разубоживались в результате сноса в раннеэоценовые долины продуктов разрушения гранитов и бедных ильменитом основных пород.

В киевский и харьковский века имела место трансгрессия, в результате которой были отложены глауконитовые пески, а в самой северной части района в киевский век — мергель. Трансгрессия, вернее ингрессия, этих морей произошла, повидимому, по раннеэоценовым долинам, образовав неширокие, но длинные заливы. Вследствие высокого базиса эрозии и небольшой разницы высот суши снос тяжелых минеральных компонентов в эти заливы был небольшим.

В полтавское время и время отложения пестрых глин происходит седиментация толщи белых каолинистых песков, сизовато-серых и пятнистых глин. Обломочный материал, входящий в состав этих отложений, принесен, повидимому, главным образом извне. Концентрация ильменита в этих породах ничтожная, даже в нижних их горизонтах.

Полтавские отложения и пестрые глины окончательно нивелируют неровности поверхности кристаллических пород, в частности бучакские долины. К началу четвертичного периода восточная часть бассейна Б. Выси представляла собой равнину с очень небольшими колебаниями высотных отметок, покрытую красно-бурой корой выветривания (красно-бурыми глинами).

Во время четвертичного периода продолжает формироваться горизонт красно-бурых глин, позже откладывается мощная толща лессов и разделяющих их ископаемых почв, вырабатываются ныне существующие речные долины, балки и овраги и отлагаются аллювиальная, аллювиально-делювиальная толщи в днищах этих форм рельефа и делювиальная — на склонах.

Каким бы способом ни произошло накопление лессовой толщи на междуречьях — то ли эоловым за счет принесенного извне материала, то ли делювиальным за счет местных пород (красно-бурых и пестрых глин) и элювиальным — материнская порода лесса не являлась благоприятным источником сноса тяжелых минералов. В толще лессов и в ископаемых почвах сколько-нибудь значительные содержания ильменита не встречены.

Четвертичные, ныне существующие речные долины сформировались вне зависимости от расположения бучакских долин. Последние благодаря эоценовому, олигоценовому и неогеновому осадконакоплению были

выполнены осадочными породами и полностью снивелированы. В настоящее время эти долины являются погребенными и в современном рельефе совсем не выражены. На заложение современной гидрографической и долинной сети влияние их почти не сказалось: современные долины простираются или параллельно бучакским, или прорезают их под разными углами, ни в одном случае не наследуя этих долин.

В процессе образования современных долин реки в большинстве полностью размыли толщу осадочных отложений и врезались в кристаллические породы. Исключением являются те участки, на которых река прорезает бучакскую долину (например, у Новомиргорода); здесь ложем четвертичного аллювия служат бучакские пески, глины, вторичные каолины и бурые угли. Переотлагая осадочные породы бучакского возраста и особенно кору выветривания габбро-лабрадоритов, реки концентрировали в аллювии определенное количество тяжелых минералов, главным образом ильменита. Образуются аллювиальные россыпи, приуроченные к русловой фации отложений поймы. Бóльшая обогащенность ильменитом современного аллювия (в сравнении с плейстоценовым) объясняется более глубоким врезанием реки в кристаллические породы и их кору выветривания при образовании пойменной террасы и, следовательно, большим объемом переотложенных ильменитоносных пород. Поэтому в аллювиальных отложениях поймы наиболее часто, почти на каждой геологоразведочной буровой линии в долине Б. Выси наблюдается пласт песков с содержанием >10 *кг/м*^{3}, в то время как аллювий надпойменных террас не содержит промышленных концентраций ильменита.

Заключение

Из изложенного выше видно, что известными в настоящее время участками с повышенным содержанием ильменита в габбро-лабрадоритовых породах Новомиргородского массива и их коре выветривания являются: 1) западный, у сс. Винтель-Николаевка — Коробчино и 2) центральный, между сс. Константиновка — Каменка.

Учитывая повышенную концентрацию ильменита в меланократовой разности — оливиновом габбро, обнаруженном около с. Бирзулово, а также обогащение ильменитом габбро-лабрадоритовых пород и их коры выветривания у сс. Винтель-Николаевка — Коробчино, западный участок надо считать более перспективным.

Что же касается россыпей, приуроченных к осадочным отложениям, то из приведенного выше материала совершенно ясно, что перспективными на ильменит участками могут быть:

1. Древняя погребенная долина раннеэоценового возраста, простирающаяся от с. Каменки до г. Новомиргорода юго-западнее долины р. Б. Выси и дальше на север, вдоль рр. Нижней и Верхней Турии за пределы габбро-лабрадоритового массива. Эта долина выполнена континентальными отложениями бучакского века, мощность которых в осевой части долины превышает 35 *м*. Залегающие под аллювием поймы по линии 694 отложения бучакского яруса (пески и бурые угли) имеют повышенные концентрации ильменита. Эти отложения являются аллювием бортовой части долины и поэтому содержание ильменита в них нужно считать далеко не максимальным для бучакской толщи. Даже в том случае, если в бучакском ярусе осевой части долины концентрация полезного ископаемого превысит 30—40 *кг/м*^{3}, содержание ильменита на горную массу осадочных пород будет промышленным, так как соотношение мощностей раннеэоценового аллювия и толщи более молодых осадочных отложений здесь близко к 1. Поэтому очевидно, что в пределах оконтуренного на карте участка бучакской долины (рис. 1) необходимо проведение поисковых работ.

2. Участок долины р. Б. Выси между с. Константиновкой и Андреевкой. На значительном протяжении участка аллювий поймы и террас налегает на ильменитоносные отложения бучакского яруса. Аллювиальные отложения обогащены не столько за счет размыва габбро-лабрадоритов, сколько в результате переотложения ильменитоносных бучакских песков и бурых углей.

3. Третий участок расположен в долине р. Б. Выси между сс. Коробчино — Винтель-Николаевка. Обогащение ильменитом аллювиальных отложений здесь произошло за счет разрушения габбро-лабрадоритов и переотложения их коры выветривания.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИРШИНСКОГО РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. А. Фаловский и *Н. С. Червинко*

Состояние изученности вопроса

Комплексное изучение полного вещественного состава и естественно-исторических условий формирования месторождений полезных ископаемых включает в себя также и познание вопросов гидрогеологии.

Изучение гидрогеологических условий россыпных месторождений северо-западной части Украинского кристаллического щита сотрудники Института геологических наук АН УССР начали проводить с 1947 г. (Фаловский А. А., 1948, 1949, 1950).

Вопросы гидрогеологии россыпного месторождения ильменита в долине р. Ирша впервые рассмотрены К. Н. Варавой (1953), который в результате знакомства с полевыми материалами Западноукраинской экспедиции треста № 1 и рекогносцировочного гидрогеологического обследования района составил краткий гидрогеологический очерк долины Ирши в ее среднем течении.

В 1954—1956 гг. авторами совместно с работниками Западноукраинской экспедиции проводится изучение гидрогеологических условий россыпных месторождений в долинах рек Ирша, Уж и междуречьях Ирша — Тростяница и Ирша — Уж.

Почти одновременно с последними работами инженерно-геологическая партия Института «Гипрозолото» (1954) начала проводить изыскания по инженерно-геологическому и гидрогеологическому обоснованию проекта сооружения РЭП [1] по разработке ильменита в долине Ирши.

Настоящая работа является первой попыткой обобщения материалов исследований авторов и ряда специалистов, занимающихся вопросами гидрогеологии россыпей интересующего нас района.

Подземные воды района

Гидрогеологические условия района зависят от его геологического строения, геоморфологических особенностей и гидрометеорологической обстановки. Названные факторы определяют собой наличие более или менее самостоятельных водоносных горизонтов, приуроченных к различным литолого-стратиграфическим комплексам осадочных и кристаллических пород.

В пределах исследуемой территории, как это видно из приведенной ниже карты (рис. 1), распространены следующие водоносные горизонты:

1) обводненная зона кристаллического щита;

2) водоносный горизонт в толще континентальных отложений верхней юры — нижнего мела (J_3—Cr_1);

[1] Разведочно-эксплуатационное предприятие.

3) водоносный горизонт в песках полтавской свиты;
4) водоносные горизонты в толще четвертичных отложений.

1. Обводненная зона кристаллического щита

Обводненная зона кристаллического щита включает в себя воды, накапливающиеся и циркулирующие в трещинах и рыхлых продуктах выветривания кристаллических пород докембрия. Нередко эти воды пред-

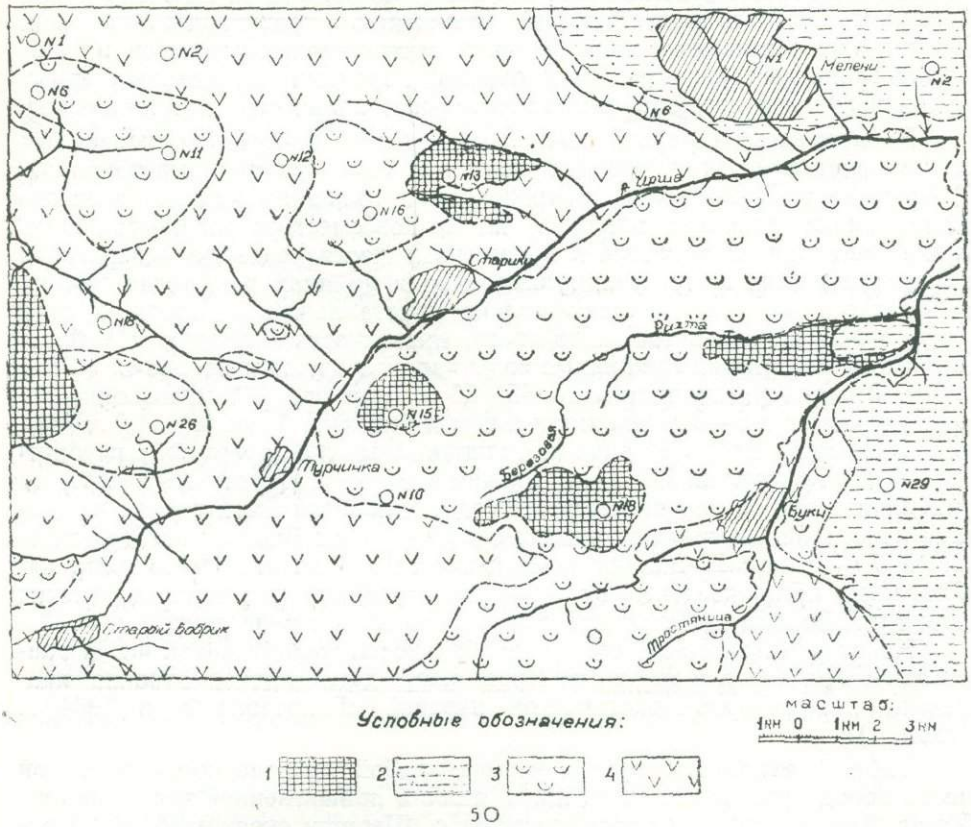


Рис. 1. Карта распространения водоносных горизонтов в долине реки Ирша.

1 — водоносные горизонты в кристаллических породах и продуктах их разрушения, в *отложениях верхней юры — нижнего мела, в полтавской свите и в четвертичных отложениях* ($\gamma+J_3-Cr_1+Pg_3-Npt+Q$); *2* — водоносные горизонты в трещинах и продуктах разрушения кристаллических пород докембрия, в толще континентальных отложений верхней юры — нижнего мела, в нерасчлененной толще третичных отложений и в четвертичных отложениях ($\gamma+J_3-Cr_1+Tr+Q$); *3* — водоносные горизонты в трещинах и продуктах разрушения кристаллических пород докембрия, в континентальной толще *верхней юры — нижнего мела и в четвертичных отложениях* ($\gamma+J_3-Cr_1+Q$); *4* — водоносные горизонты в трещинах и продуктах разрушения кристаллических пород докембрия и в четвертичных отложениях ($\gamma+Q$); *5* — опорные скважины.

Составлено по материалам Украинского геологического управления, Западноукраинской экспедиции треста № 1 и Института геологических наук АН УССР.

ставляют собой самостоятельные обводненные комплексы, хотя чаще они находятся в определенной гидравлической связи между собой. Остановимся кратко на характеристике водоносных горизонтов обводненной зоны раздельно.

Воды, содержащиеся в трещинах кристаллических пород докембрия

Известно, что наиболее древними образованиями в бассейне р. Ирша, являются кристаллические породы, залегающие под незначительной тол-

щей осадков мезозойского, третичного и четвертичного возраста. Кристаллические породы докембрия характеризуются наличием трещиноватости, обусловленной как процессами тектогенеза, так и возникшей в результате воздействия на породы атмосферных агентов. Первые обуславливают наличие тектонических трещин, секущих щит на большие глубины, вторые образуют трещины выветривания, видоизменяющие монолитность его верхней части. Тектонические трещины в динамике подземных вод играют сравнительно подчиненную роль из-за их очень малой величины, неблагоприятствующей движению гравитационных вод. Исключение составляют зоны больших тектонических разломов и контакты гранитных интрузий с основными породами, по которым могут накапливаться и перемещаться значительные количества подземных вод.

В описываемом районе основными путями циркуляции подземных вод в кристаллических породах является сеть трещин выветривания. В бассейне р. Ирша воды, приуроченные к трещинам кристаллического щита, имеют довольно широкое, но не повсеместное распространение. Чаще всего они встречаются в пониженных частях рельефа поверхности кристаллического щита, преимущественно в долинах рек, тогда как на водораздельных пространствах толща кристаллических пород, в силу слабо развитой здесь трещиноватости, практически безводна. На большей части территории трещинные воды характеризуются напорами в 20—25 *м*, изредка увеличиваясь до 45—50 *м*, при средней производительности скважин в 6—8 *м*³/*час* и удельных дебитах не более 0,5—1,0 *м*³/*час*. В с. Паромовка получена вода из трещиноватых лабрадоритов с глубины 15—20 *м* в количестве 3,8 *м*³/*час*, причем в пойме р. Паромовка некоторые скважины дали самоизливающуюся воду. Обильный приток воды из трещин кристаллических пород наблюдался в шурфах Вишняковского участка (в 5 *км* западнее Володарск-Волынского). В долине Ирши нами наблюдались незначительные источники из трещиноватых кристаллических пород у г. Володарск-Волынского, у с. Старики и в ряде других мест.

Некоторое представление о водообильности трещиноватой части кристаллических пород в долине р. Ирша могут дать опытные откачки, проведенные инженерно-геологической партией «Гипрозолото» в 1954 г. (табл. 1).

Табл. 1 свидетельствует о весьма слабой обводненности вскрытой части пород кристаллического щита, даже в припойменной части долины Ирши. Так, из трещиноватых гранитов с. Шершни скважиной № 33 получен максимальный дебит в 0,32 *л*/*сек* (1,15 *м*³/*час*) при понижении уровня на 6,78 *м*, что дало удельный дебит 0,047 *л*/*сек* (0,16 *м*³/*час*) и коэффициент фильтрации 0,55 *м*/*сут*.

В трещиноватых лабрадоритах наибольшие показатели получены по скважине № 1 у с. Турчинка, где дебит достигал 0,260 *л*/*сек* (0,94 *м*³/*час*) при понижении уровня на 0,54 *м;* при таких значениях удельный дебит составил 0,48 *л*/*сек* (1,73 *м*³/*час*), а коэффициент фильтрации 1,21 *м*/*сут*. Соответствующие минимальные значения для трещиноватых гранитов получены по скважине № 32 у с. Шершни, где дебит составлял всего лишь 0,007 *л*/*сек* (0,025 *м*³/*час*), при снижении уровня на 0,7 *м*; подсчитанный для этого случая удельный дебит составил 0,001 *л*/*сек* (0,003 *м*³/*час*) и коэффициент фильтрации 0,040 *м*/*сут*. Для трещиноватых лабрадоритов наименьшие показатели получены из скважины № 19 у с. Старики. Здесь дебит оказался равным всего лишь 0,0006 *л*/*сек* (0,0021 *м*³/*час*) при понижении уровня на 4,27 *м*, удельном дебите 0,0012 *л*/*сек* (0,004 *м*³/*час*) и коэффициенте фильтрации 0,0017 *м*/*сут*. Наряду с приведенными слабо обводненными скважинами известны случаи и совершенно безводных скважин. К числу таких в первую очередь следует отнести скважины консервного завода и железнодорожной станции Турчинка, расположенные в пределах равнины полесского типа, на правом берегу Ирши. Приведенные данные полностью подтверждают высказанное ранее положение

Таблица 1

Результаты опытных откачек из скважин, заложенных на граниты и лабрадориты в долине р. Ирши

Местоположение скважин	№ скважин	Глубина скважин, *м*	Абсолютная отметка устья скважин, *м*	Уровень воды в скважине, *м*	Понижение уровня воды, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации, *м/сут*	Дата производства откачки
Скважины, заложенные в гранитах									
с. Шершни	33	10,55	162,78	0,32	6,78	0,320	0,047	0,55	28.VII 1954 г.
»	37	11,10	159,11	1,68	4,42	0,080	0,0018	0,28	7.VIII 1954 г.
»	32	18,10	—	0,61	0,70	0,007	0,001	0,040	
Скважины, заложенные в лабрадоритах									
с. Шершни	24	21,10	161,80	0,92	1,15	0,01	0,0087	0,06	16.VII 1954 г.
»	30	16,70	156,68	0,05	0,27	0,006	0,022	0,004	25.VII 1954 г.
с. Старики	21	22,60	164,33	1,26	0,46	0,0015	0,0032	0,005	25.VII 1954 г.
»	19	17,30	167,34	4,56	4,97	0,0006	0,0012	0,0017	
»	21	19,70	162,00	2,82	3,00	0,019	0,0063	0,064	
с. Турчинка	44	20,91	160,20	0,43	0,50	0,043	0,086	0,132	
»	1	16,90	173,53	0,45	0,54	0,260	0,48	1,21	
»	6	15,85	174,05	0,60	0,92	0,0087	0,0094	0,072	

К. И. Макова (1942, 1947) о том, что «долины рек, в противоположность водоразделам, выполняющим функции местных областей питания трещинных вод, являются районами дренирования и разгрузки этих вод».

Водоносный горизонт в продуктах разрушения кристаллических пород

Продукты разрушения кристаллических пород представляют собой толщу, сложенную первичными каолинами, дресвой и щебенкой.

Обводненными чаще всего бывают дресва и щебенка. В ряде мест значительные притоки дает и каолинизированная дресва, как это отмечалось в карьерах Володарск-Волынского пьезокварцевого месторождения, где приток воды превышал 60 *м*³/*час*. В районе с. Паромовка при бурении разведочных скважин на воду в продуктах разрушения кристаллических пород, сложенных дресвой лабрадоритов, был встречен напорный водоносный горизонт. Величина напора в скважинах не превышала 15—20 *м*.

Водоносный горизонт в рыхлых продуктах разрушения кристаллических пород в характеризуемом районе не имеет сплошного развития, но эксплуатируется значительным количеством колодцев и отдельными скважинами. Дебиты скважин изменяются в пределах от 1,0—3,0 до 8,0—10,0 *м*³/*час*, в зависимости от водопроницаемости и мощности водовмещающих пород и от характера питания водоносного горизонта. Колодцы в сс. Рыжаны, Лезники, Топорище, Бражинка, Каменный брод, Губенка, Гута Потиевская и в ряде других пунктов эксплуатируют воду из продуктов разрушения. Глубина колодцев не превышает 5—8 *м*, производительность их колеблется около 0,1—0,8 *л/сек*.

В пределах Иршинского россыпного месторождения ильменита водообильность данного водоносного горизонта была опробована опытными откачками инженерно-геологической партией «Гипрозолото» в 1954 г. (табл. 2).

Таблица 2

Результаты опытных откачек, из скважин,заложенных в продуктах разрушения кристаллических пород в долине р. Ирши

Местоположение скважин	№ скважин	Глубина скважин, *м*	Абсолютные отметки устья скважины, *м*	Уровень воды в скважине от поверхности земли перед откачкой, *м*	Мощность дресвы, *м*	Дебит, *л/сек*	Понижение уровня воды, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации *м/сут*	Дата производства откачек
с. Старики	21	8,0	162,37	1,70	3,5	0,37	3,17	0,12	20,5	16—25.VIII 1954 г.
»	39	33,3	185,6	2,45	1,7	0,50	5,55	0,09	—	4—17.VIII 1954 г.
ст. Турчинка	12а	29,23	189,96	1,50	10,5	0,80	6,34	0,12	3,04	8—16.VII 1954 г.

Из табл. 2 видно, что полученный скважинами дебит составлял 0,37—0,8 *л/сек* или 1,33—2,28 *м³/час* при понижении уровней до 3,17—6,34 *м*, удельные дебиты колебались от 0,09 до 0,12 *л/сек* или 0,32—0,43 *м³/час* и коэффициенты фильтрации — 3,04—20,5 *м/сут*. Обычно бо́льшие притоки воды наблюдаются в скважинах и колодцах, расположенных в нижних частях склонов речных долин и особенно на пойменных участках, являющихся областями дренирования данного водоносного горизонта. Питание этого водоносного горизонта, как и всей обводненной зоны кристаллического щита, происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков [1], выпадающих на площади их распространения, а также за счет поступления вод из смежных водоносных горизонтов и в особых случаях — поверхностными водами.

2. Водоносный горизонт в толще континентальных отложений верхней юры — нижнего мела (J_3—Cr_1)

Толща континентальных отложений верхней юры — нижнего мела представлена вторичными каолинами, каолинистыми и углистыми песками и каолиновыми глинами (Дядченко М. Г., 1955; Веклич М. Ф., 1955). Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 10—15 *м*. Водоносными обычно являются сильно опесчаненные прослои переотложенных каолинов, каолинистые и углистые мелкозернистые пески; последние нередко обладают свойствами плывунов. Данный водоносный горизонт не имеет повсеместного распространения. В местах неглубокого залегания воды его частично используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения в сс. Крапивня, Гацковка, Рыжаны, Неверовка и других пунктах при помощи шахтных колодцев. Производительность колодцев не превышает 0,3—0,5 *л/сек* (1,08—2,1 *м³/час*).

Питание описываемого водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади распространения песчаных отложений, перекрывающих породы верхней юры — нижнего мела.

[1] Среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 420—626 *мм*, с максимумами в июле—августе месяцах и минимумами — в феврале.

3. Водоносный горизонт в песках полтавской свиты

Этот водоносный горизонт не имеет повсеместного развития в бассейне р. Ирша и прослеживается, как это видно из гидрогеологической карты (рис. 1), в виде отдельных островов. Литологически водонасыщенная толща представлена преимущественно тонкозернистыми и мелкозернистыми песками, часто способствующими образованию плывунов. Водоупором данного водоносного горизонта являются в большинстве случаев вторичные каолины.

Полтавский водоносный горизонт эксплуатируется шахтными колодцами в селах Лесовщина, Лиса Буда и Красноречка. В местах перекрытия полтавских песков водопроницаемыми отложениями, питание водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

4. Водоносные горизонты в толще четвертичных отложений

Водоносные горизонты в толще четвертичных отложений в долине р. Ирша пользуются весьма широким распространением и приурочены к следующим генетическим типам пород: а) к подморенным флювиогляциальным пескам, б) к надморенным флювиогляциальным пескам и в) к аллювиальным пескам речных долин.

а) Водоносный горизонт в подморенных мелко- и разнозернистых флювиогляциальных песках, в пределах бассейна р. Ирша, имеет широкое площадное распространение и отличается значительной водообильностью со слабыми напорами. Глубина залегания водоносного горизонта достигает 10—13 *м*. В основании обводненной толщи песков нередко залегают вторичные каолины, являющиеся прекрасным водоупором; в кровле вскрываются моренные суглинки и глины. Рассматриваемый водоносный горизонт используется неглубокими шахтными колодцами для питьевого водоснабжения в сс. Иогановка, Буда Ковалевская, Ковали, Мелени. Крапивня, Гацковка. Производительность колодцев составляет 0,5—3 *м*^{3}*/час*.

б) Водоносный горизонт в надморенных флювиогляциальных песках имеет также значительное распространение в пределах исследованного нами района. Вне речных долин он почти всегда представляет собой первый от поверхности водоносный горизонт, глубина залегания которого не превышает 1,8—8,2 *м*. Мощность его колеблется от 0,5 до 3,5 *м*, производительность колодцев не превышает 0,2—0,4 *м*^{3}*/час* и полностью зависит от метеорологических факторов и геоморфологических условий местности.

Данный водоносный горизонт используется для водоснабжения шахтными колодцами в сс. Старики, Эмилиевка, Шершни, Старый Бобрик, Турчинка и др. Его воды дренируются чаще всего речной сетью, образуя в склонах речных долин многочисленные заболоченные участки.

Пополнение запасов подземных вод как в подморенных, так и в надморенных флювиогляциальных песках происходит за счет прямой инфильтрации атмосферных осадков.

в) Водоносный горизонт в аллювиальных песках речных долин обладает наибольшей водообильностью и приурочен в основном к разнозернистым пескам, залегая на глубинах порядка 0,5—5,0 *м*. Мощность аллювиального водоносного горизонта в долине р. Ирша достигает 15—20 *м*, средняя 5—7 *м*. Воды аллювиальных песков используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения большинством колодцев населенных пунктов, расположенных вдоль речных долин (сс. Новый Бобрик, Турчинка, Старики, Шершни, Мелени, Лесовщина и др.). Производительность колодцев в таких случаях колеблется около 0,5—5 *м*^{3}*/час* и пол-

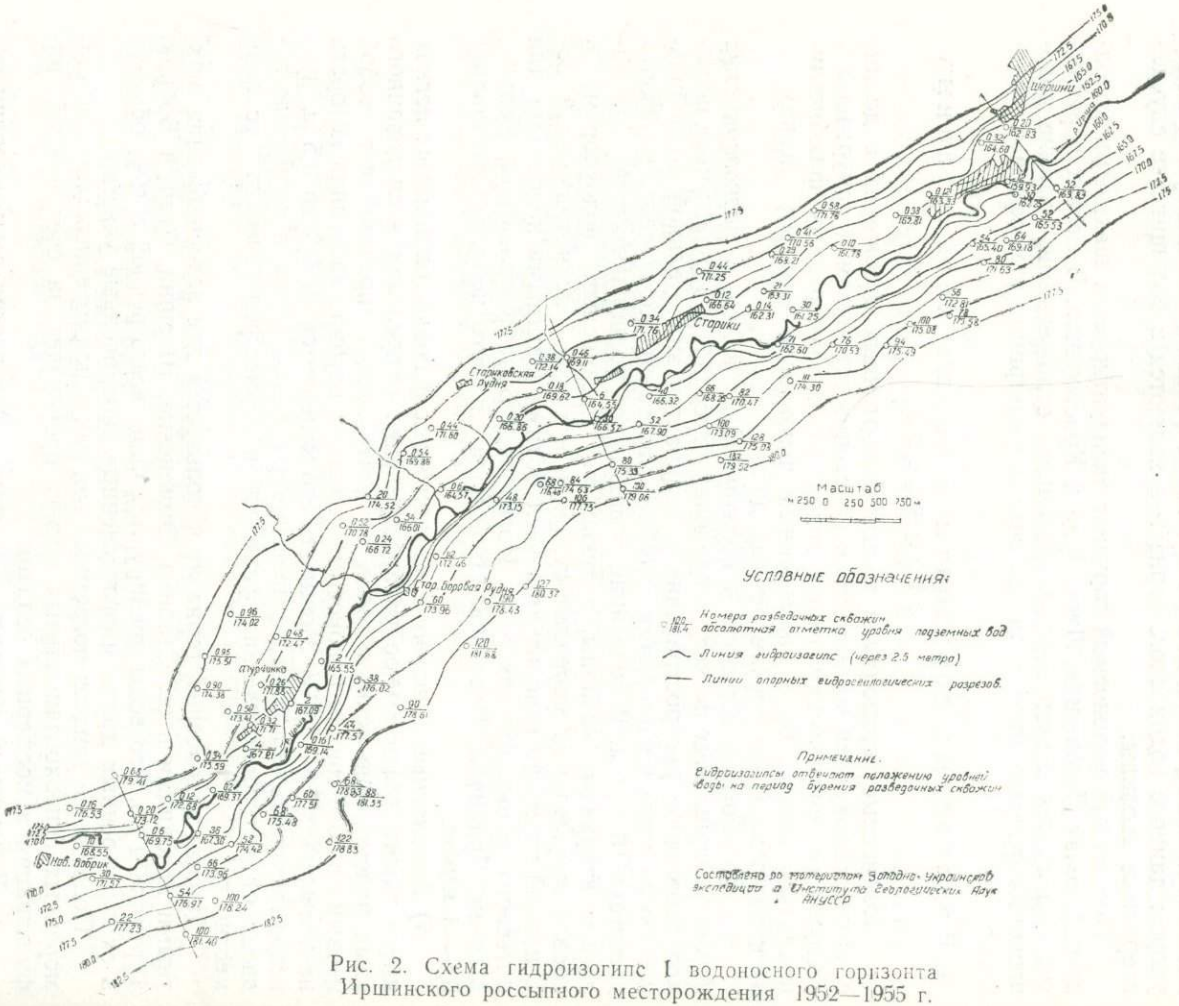


Рис. 2. Схема гидроизогипс I водоносного горизонта Иршинского россыпного месторождения 1952—1955 г.

ностью зависит от мощности вскрытого водоносного горизонта, его гранулометрического состава, геоморфологических особенностей и гидрометеорологических условий района. Воды аллювиального водоносного горизонта в долине р. Ирша были вскрыты также большим количеством геологоразведочных скважин Западноукраинской экспедиции.

Водообильность аллювиального водоносного горизонта в пределах Иршинского россыпного месторождения ильменита была определена инженерно-геологической партией «Гипрозолото» в 1954 году посредством кратковременных откачек, результаты которых приведены в табл. 3.

Из этой таблицы следует, что полученный скважинами дебит колебался в пределах 0,10—4,6 *л/сек* (0,36—16,56 *м³/час*) при понижении уровней до 1,7—6,30 *м*; удельные дебиты составляли 0,02—1,40 *л/сек* и коэффициенты фильтрации — 0,16—71,16 *м/сут*. Разнозернистая песчаная толща аллювия, вследствие залегания в русловой и пойменной частях речных долин, находится в весьма благоприятных гидрогеологических условиях. Она отличается наибольшей обводненностью. В ней накапливаются и передвигаются в форме подрусловых потоков не только воды инфильтрующихся атмосферных осадков, но и воды, дренированные речными долинами, из смежных водоносных горизонтов. Данный водоносный горизонт находится в наиболее тесной гидравлической связи с поверхностными водами.

Заканчивая общую характеристику подземных вод района Иршинского россыпного месторождения ильменита, следует кратко остановиться и на их качестве.

Качественный состав подземных и поверхностных вод довольно полно характеризует табл. 4, в которой приведены результаты химических анализов проб воды, отобранных из ряда водоносных горизонтов в различных пунктах района (табл. 4).

Поверхностные воды, как видно из табл. 4, охарактеризованы пробами, отобранными из р. Ирша в верхнем и среднем течении. Минерализация вод у истоков р. Ирши достигает 300 *мг/л*, по химическому составу они относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу с невысокой жесткостью—до 3,23 *мг/экв* на 1 *л*. В основном жесткость карбонатная, постоянная жесткость в воде отсутствует. Ниже по течению минерализация вод уменьшается почти вдвое, при этом по катионному составу она становится смешанного, т. е. гидрокарбонатно-натриево-кальциевого типа, общая жесткость падает до 1,17 *мг/экв* на 1 *л*. У с. Турчинка и вниз по течению минерализация поверхностных вод вновь повышается до 180—190 *мг/л*. Воды приобретают характер чистых гидрокарбонатно-кальциевых с общей жесткостью в 2,0—2,3 *мг/экв* на 1 *л*. Увеличение минерализации происходит за счет повышенного содержания иона $Ca^{\cdot\cdot}$ и HCO_3'. Минерализация вод притоков р. Ирши невысокая (30—50 *мг/л*), по составу они хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевого или хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевого типа, очень мягкие. Жесткость не превышает 0,2—0,7 *мг/экв* на 1 *л*.

Минерализация подземных вод в пределах исследуемого района колеблется от 39 до 230 *мг/л*. Встреченные воды очень малой минерализации — до 40 *мг/л* и относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевому типу, очень мягкие (с общей жесткостью 0,38 *мг/экв*). Подземные воды с минерализацией до 100 *мг/л* относятся по химическому составу к типу хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевых вод, а на отдельных участках к хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевому типу. Все эти воды очень мягкие, с общей жесткостью до 1,3 *мг/экв* на 1 *л*. Воды с минерализацией более 100 *мг/л* (от 140 до 230) относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевому типу или гидрокарбонатно-кальциево-магниевому. Подземные воды в пойменной части р. Ирши характеризуются минерализацией от 182 до 250 *мг/л*, очень редко встречаются здесь воды с минерализацией до 100 *мг/л*, относимые к хлоридно-гидро-

Таблица 3

Результаты опытных откачек из скважин, заложенных в аллювиальных отложениях долины р. Ирши

Местоположение скважин	№ скважин	Глубина скважин *м*	Уровень воды в скважине от поверхности земли *м*	Состав водовмещающих пород	Понижение уровня воды в скважине *м*	Дебит *л/сек*	Удельный дебит *л/сек*	Коэффициент фильтрации *м/сут*	Дата производства откачки
Шершневская рудня	24	3,5	0,90	Пески крупнозернистые, разнозернистые	2,6	2,0	0,79	31,7	
»	18	6,25	1,0	Пески разнозернистые	5,25	3,0	0,57	11,6	
»	48	3,75	0,0	Пески крупнозернистые	1,70	4,0	1,4	71,16	
с. Шершни	40	6,0	1,85	Пески среднезернистые, разнозернистые	4,75	0,6	0,12	—	29.VII—2.VIII 1954 г.
»	40	8,50	1,85	Пески разнозернистые	3,05	0,5	0,16	—	29.VII—2.VIII 1954 г.
с. Старики	38	18,0	1,03	Пески разнозернистые, глинистые	5,98	1,5	0,25	2,94	28.VII—12.VIII 1954 г.
»	41	14,50	2,34	Пески разнозернистые	4,26	2,0	0,47	—	10—17.VIII 1954 г.
»	41	10,50	2,34	» »	6,30	1,30	0,2	—	
с. Турчинка	39	22,0	2,45	» »	5,50	0,10	0,02	0,16	4—17.VIII 1954 г.
»	070	3,75	1,40	Пески среднезернистые, разнозернистые	2,35	3,0	1,27	58,22	
»	157	17,50	1,80	Пески среднезернистые, разнозернистые	4,50	4,0	0,9	2,40	
с. Гута	20	4,50	1,0	Пески среднезернистые, разнозернистые	3,50	4,60	1,3	40,76	

Таблица 4

Химический состав подземных и поверхностных вод в бассейне р. Ирши

(По данным Гидрохимической лаборатории Института геологических наук АН УССР)

Наименование компонентов		Воды с минерализацией до 100 *мг/л*		Воды с минерализацией до 200 *мг/л*		Воды с минерализацией выше 200 *мг/л*	
		поверхностные	подземные	поверхностные	подземные	поверхностные	подземные
Количество определенных проб		1	14	7	26	1	4
Катионы							
$Na^{+}+K^{+}$	*мг/л*	3,90	0,7 —17,0	0,94 —35,6	1,15 —28,5	10,1	13,1 — 34,4
	мг/экв	0,17	0,03 — 0,74	0,041— 1,55	0,05 —21,3	0,44	0,57— 1,5
	% *мг/экв*	29,0	3,0 —41,60	1,7 —58,5	2,1 —59,0	11,99	17,54— 41,0
Ca^{++}	*мг/л*	4,5	2,0 —11,6	4,6 —38,9	0,6 —38,1	58,1	3,0 — 35,5
	мг/экв	0,29	0,10 — 0,58	0,23 — 1,94	0,3 — 1,90	2,90	0,15— 1,77
	% *мг/экв*	49,0	10,31 —30,7	8,68 —79,5	1,03 —68,10	79,02	3,1 — 54,46
Mg^{++}	*мг/л*	—	Следы—12,37	3,2 — 4,7	2,6 —30,5	4,1	7,1 — 11,1
	мг/экв	—	Следы— 1,02	0,26 — 0,38	0,21 — 2,51	0,33	0,58— 0,9
	% *мг/экв*	—	Следы—34,0	— 15,5	14,9 —90,1	8,99	12,0 — 28,0
Fe^{+++}	*мг/л*	Следы	0,3 — 3,0	0,8 — 1,0	0,3 — 0,8	—	0,3
	мг/экв	—	0,01 — 0,10	0,03 — 0,04	0,01 — 0,03	—	0,01
	% *мг/экв*	—	1,04 — 7,2	1,1 — 1,5	0,5 — 1,2	—	0,25
NH_4^{+}	*мг/л*	2,5	0,8 — 5,0	0,8	2,5 — 0,13	—	0,25
	мг/экв	0,13	0,04 — 0,27	0,04	0,13 — 0,27	—	0,013
	% *мг/экв*	22,0	1,2 —19,2	1,8	5,7 —12,0	—	0,35
Анионы							
Cl^{-}	*мг/л*	13,9	4,6 —41,54	10,3 —34,0	12.1 —62,48	9,2	34,8 —110,76
	мг/экв	0,39	0,13 —1,17	0,29 — 0,58	0,34 — 1,76	0,26	0,98— 3,12
	% *мг/экв*	66,1	13,0 —32,2	17,8 —23,7	14,5 —63,7	7,08	30,16— 67,3
SO_4^{--}	*мг/л*	Нет	5,7 —30,0	Следы—12,0	—20,0	5,3	3,3 — 38,7
	мг/экв	—	0,12 — 0,63	Следы— 0,25	— 0,41	0,11	0,07— 0,81
	% *мг/экв*	—	13,19 —35,4	Следы—10,2	—18,5	3,00	2,15— 26,9
NO_2^{-}	*мг/л*	0,05	0,05 — 0,1	—0,05	0,05 — 0,5	Не обнаружено	0,5
	мг/экв	0,001	0,001 — 0,002	—0,001	0,001— 0,01	—	0,01
	% *мг/экв*	0,1	0,10 — 0,2	—0,04	0,04 —0,4	—	0,25
HCO_3^{-}	*мг/л*	12,2	12,2 —61,0	48,8 —122,0	15,2 —146,4	201,3	73,2 —122,0
	мг/экв	0,2	0,20 — 1,0	0,8 — 2,0	0,25 — 2,4	3,30	1,2 — 2,0
	% *мг/экв*	33,8	27,78 —74,2	30,2 —77,6	8,96 —81,9	89,92	25,0 — 54,35
Жесткость *мг/экв*	Общая	0,29	0,83 — 2,44	1,17 — 2,32	0,61 — 2,77	3,23	1,20— 2,68
	Карбонатная	0,20	0,23 — 1,12	1,10 — 1,8	0,61 — 1.80	3,23	0,72— 1,65
	Некарбонатная	0,09	0,15 — 1,32	0,07 — 0,52	—0,97	Нет	0,52— 1,03

карбонатно-кальциевому или к хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевому типам. Воды, встреченные в колодцах, расположенных в пределах надпойменных террас, характеризуются минерализацией более 150 *мг/л* с невысокой жесткостью, колеблющейся от 1,45 до

2,34 *мг/экв* на 1 *л*. По своему химическому составу они могут быть отнесены к водам смешанным — хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевым или хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевым.

Исходя из всего изложенного, следует отметить, что минерализация поверхностных вод значительно меньше, чем подземных, причем характерным является то, что минерализация поверхностных вод в верховье реки почти отвечает минерализации подземных вод. Снижение минерализации поверхностных вод вниз по течению реки происходит за счет выпадения атмосферных осадков и поступления маломинерализованных вод из притоков и ручьев, в результате чего вода разбавляется почти вдвое.

По химическому составу подземные и поверхностные воды весьма близкие. В солевом составе как поверхностных, так и подземных вод преобладающими являются ионы HCO'_3, Cl', $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$. Безусловно, что абсолютное содержание этих ионов в водах невысокое, но здесь указывается лишь на относительное их содержание.

Качество подземных вод, обводняющих россыпь, вполне удовлетворительное для питьевых и хозяйственно-технических целей. Следует лишь учитывать, что воды первого от поверхности водоносного горизонта, ввиду их неглубокого залегания, нередко бывают загрязнены. На это указывает наличие в их составе ионов NH'_4 (от 0,013 до 0,55 *мг/экв*), NO'_2 (от 0,001 до 0,01 *мг/экв*) и $Fe^{\cdot\cdot}$ (от 0,028 до 0,10 *мг/экв*).

Краткие геолого-литологические особенности, физико-механический состав и фильтрационные свойства продуктивной толщи

Ильменитоносные россыпи в долине р. Ирши приурочены к аллювиальным, флювиогляциальным отложениям и к каолинизированной коре выветривания основных пород.

Ильменитоносные аллювиальные отложения в литологическом отношении представлены преимущественно разнозернистыми песками мощностью от 4 до 15 *м*, иногда встречаются прослои суглинков и супесей мощностью до 1,0—3,0 *м* и на отдельных участках долины до 4,5—5 *м*. В вертикальном разрезе аллювиальные пески подразделяются на мелкозернистые разности, приуроченные к верхней и отчасти к средней частям разреза, и разнозернистые с гравием и галькой, сконцентрированные в нижней части разреза. Мелкозернистые и тонкозернистые разности песков чаще всего способствуют образованию плывунов, затрудняющих проходку геологоразведочных выработок. Крупнозернистые и разнозернистые пески с гравием и галькой являются наиболее водоносными.

Большинство литологических разностей пород аллювиального комплекса отличаются косослоистым и линзообразным характером залегания то с более, то с менее резкими переходами одних в другие.

Наглядное представление об условиях залегания пород, выполняющих долину Ирши в пределах интересующего нас месторождения дано в опорных гидрогеологических разрезах на рис. 3, 4, 5.

Ильменитоносные флювиогляциальные отложения литологически представлены в основном песками средне- и мелкозернистыми. Подчиненное значение в разрезе имеют супеси и суглинки. Характер их залегания также не выдержанный.

Кора выветривания кристаллических пород в литологическом отношении сложена преимущественно каолинами с примесями разнозернистого каолинизированного кварцевого песка, дресвой и щебенкой.

В случаях перекрытия водоносных пород глинисто-суглинистыми образованиями создаются условия для образования слабонапорных вод.

Гранулометрический состав ильменитоносных пород охарактеризован данными табл. 5, которая показывает, что в разрезе россыпи основное значение принадлежит песчаному комплексу образований, среди которых

Таблица 5

Физико-механические и фильтрационные свойства ильменитоносных пород долины р. Ирши

(по данным Института геологических наук АН УССР)

Наименование породы и количество определений	Гранулометрический состав, *мм*, пределы колебания фракций, %							
	20—10	10—7	7—5	5—3	3—2	2,0—1,0	1,0—0,50	0,50—0,25
Пески крупнозернистые, 21 образец	—	0,3—12,9	0,9—5,8	0,6—8,1	0,7—13,8	0,6—50,2	1,6—32,8	17,6—64,5
Пески среднезернистые, 70 образцов	—	0,6—8,41	0,3—3,2	0,5—6,7	0,6—14,3	1,1—23,9	4,5—15,9	10,7—71,7
Пески мелкозернистые, 11 образцов	—	—	—	—	—	0,8—2,8	0,8—6,9	5,2—51,6
Супеси, 9 образцов	—	—	—	—	—	—	0,3—10,0	6,0—58,8

Продолжение табл. 5

Наименование породы и количество определений	Гранулометрический состав, *мм*, пределы колебания фракций, %				Пористость, %	Удельный вес	Коэффициент фильтрации *м/сут*
	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001			
Пески крупнозернистые, 21 образец	3,6—24,2	0,4—6,1	0,1—4,3	0,7—3,2	27,5—44,0	2,64—2,86	3,534—40,781
Пески среднезернистые, 70 образцов	5,8—42,8	1,6—27,3	0,5—35,6	1,2—18,6	28,8—40,0	2,65—2,68	1,028—14,109
Пески мелкозернистые, 11 образцов	2,2—44,4	6,3—33,9	2,9—45,6	2,7—19,9	37,5—40,3	2,61—2,66	0,178—1,788
Супеси, 9 образцов	3,1—23,0	2,7—27,3	5,2—59,1	10,0—22,7	38,6—53,0	2,64—2,65	0,100—0,235

преобладают средне- и крупнозернистые разности. Заслуживает внимания значительное содержание в песках пылеватых частиц (до 0,5—18,2%). Содержание крупных гравелисто-галечниковых частиц в песках составляет 0,3—12,9%.

Пористость песчаных образований, по лабораторным определениям, отмечалась в пределах 27,5—44%, удельный вес песков колебался от 2,61 до 2,86.

Фильтрационные свойства ильменитоносных пород изучались в лабораторных условиях посредством трубки Каменского (табл. 5) и в отдельных случаях — опытными откачками (табл. 3). В зависимости от гранулометрического состава песков, значения коэффициентов фильтрации варьировали в пределах: 3,53—40,78 *м/сут* для крупнозернистых песков, 1,028—14,109 *м/сут* для среднезернистых и 0,178—1,788 *м/сут* — для мелкозернистых песков; для супесей коэффициенты фильтрации составляли 0,027—0,235 *м/сут*. Средний коэффициент фильтрации для пород, опробованных лабораторным путем, равен 7,2 *м/сут*. Поскольку принято считать, что определения коэффициентов фильтрации в лабораторных условиях дают заниженные результаты, нами были определены значения

коэффициентов фильтрации по водоотливу из контрольных шурфов в процессе их проходки (12 шт.). Определенный таким путем коэффициент фильтрации равен в среднем 62,16 *м/сут*. Средние коэффициенты фильтрации для пород, определенные в результате опытных откачек (табл. 2, 3), колеблются в пределах 18,4—38,02 *м/сут*, осредненный — 28,2 *м/сут*.

Сравнивая коэффициенты фильтрации, полученные различными методами, мы приняли ориентировочный осредненный коэффициент фильтрации для ильменитоносных рыхлых пород равным 17 *м/сут* [1].

Характер обводненности россыпи

Прежде всего следует коснуться вопроса взаимосвязи водоносных горизонтов и связи их с поверхностными водами.

Анализ многочисленных геологоразведочных выработок и специальные обследования долины реки Ирши позволяют говорить о сложившейся здесь благоприятной обстановке для взаимосвязи водоносных горизонтов. Она определилась в основном геологическим строением, геоморфологическими особенностями и общими климатическими факторами района.

В местах наибольших понижений поверхности кристаллического щита и непосредственного налегания водоносных песков на его трещиноватую обводненную поверхность создаются весьма благоприятные условия для взаимосвязи всех водоносных горизонтов. Эта связь устанавливается тем более тесной и непосредственной, чем меньше содержание глинистых или суглинистых прослоев и линз в водонасыщенном песчаном комплексе образований. В таких случаях водоносные горизонты, содержащиеся во всех генетических типах четвертичных отложений и обводненной зоне кристаллического щита, чаще всего образуют один безнапорный водоносный горизонт. Местами, где упомянутые образования разделяются глинистыми, водоупорными прослоями, водоносные горизонты приобретают более или менее самостоятельное значение со слабо напорными водами.

Определенная связь подземных и поверхностных вод месторождения прослеживается и по данным режимных наблюдений, проведенных на протяжении 1954—1955 гг. на Иршинском месторождении (рис. 6). Работы организованы Институтом геологических наук АН УССР совместно с Западноукраинской экспедицией треста № 1.

Сравнивая колебания уровней подземных вод в колодцах и изменение горизонтов р. Ирши, нетрудно заметить, что в большинстве случаев изменения уровней и горизонтов воды носят синхронный характер.

На наличие связи подземных и поверхностных вод указывает также приведенный выше качественный состав вод района (табл. 4).

Для характеристики степени обводненности пород Иршинского россыпного месторождения ильменита авторами были составлены:

а) опорные гидрогеологические разрезы (рис. 3, 4, 5), освещающие состояние обводненности месторождения в вертикальном разрезе; б) схема гидроизогипс (рис. 2), дающая представление об обводненности месторождения по площади развития россыпи; в) график сравнительной обводненности россыпи (рис. 7), который дает возможность сопоставить степень обводненности пород вскрыши и полезного ископаемого по отдельным геологоразведочным линиям; г) ориентировочный подсчет притока воды в условный котлован.

Опорные гидрогеологические разрезы нами уже частично приводились ранее, при характеристике водоносных горизонтов россыпи. Из ги-

[1] Полученный по водоотливу из шурфов завышенный коэффициент фильтрации в определении средней величины не учитывался.

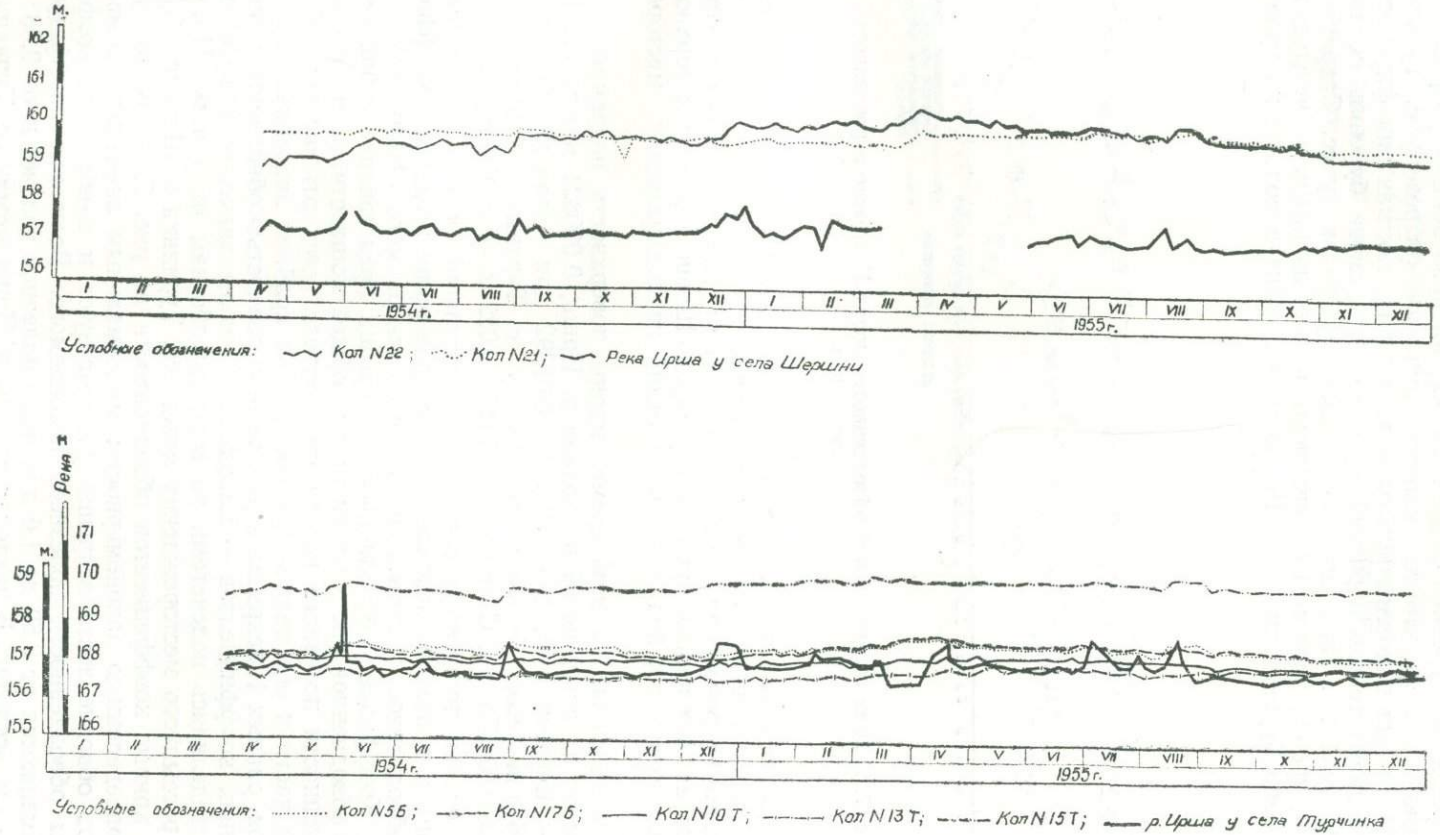


Рис. 6. График колебания уровней подземных и поверхностных вод в долине р. Ирша.

дрогеологических разрезов видно, что ильменитоносные и вмещающие россыпь породы в большинстве случаев заключают в себе один водоносный горизонт, гидравлически связанный с поверхностными водами. Касаясь положения уровней подземных вод на приведенных разрезах, необходимо отметить, что на гидрогеологическом разрезе у с. Турчинка (рис. 3) уровни нанесены наиболее достоверно, так как они фиксировались за сравнительно короткий промежуток времени бурения скважин (январь 1954 г.). На гидрогеологических разрезах у сс. Старики и Шершни уровни нанесены ориентировочно осредненными за четырехлетний период бурения скважин. Возможная ошибка в положении уровней

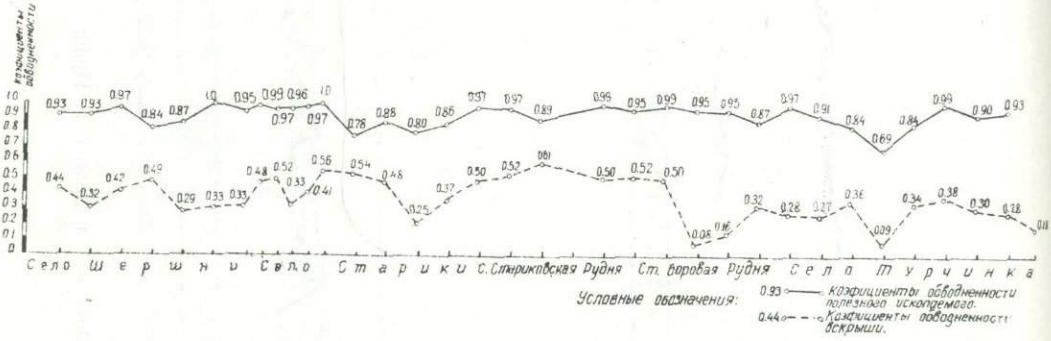


Рис. 7. График сравнительной обводненности пород Иршинского россыпного месторождения.

подземных вод на двух последних разрезах может находиться в пределах амплитуды их колебания во времени.

Схема гидроизогипс первого водоносного горизонта долины р. Ирши в пределах населенных пунктов Турчинка—Шершни рисует поверхность зеркала подземных вод за четырехлетний период разведки месторождения.

Определенные по этой схеме уклоны поверхности подземных вод составили: а) продольный по долине р. Ирши, 0,000824 между сс. Турчинка—Шершни и б) поперечные — 0,01392 для правого берега, и 0,01426 для левого берега по разрезу у с. Турчинка, соответственно 0,01902—0,00653 у с. Старики и 0,01445—0,02242—у с. Шершни.

В основу построения графика сравнительной обводненности пород вскрыши и полезного ископаемого месторождения положены коэффициенты обводненности вскрыши и полезного ископаемого (Фаловский А. А., 1948). Коэффициент обводненности вскрыши представляет собой отношение обводненной части вскрыши к ее общей мощности, а коэффициент обводненности полезного ископаемого определяется отношением обводненной части к его полной мощности. При крайних значениях коэффициентов, равных 1, вскрыша и рудное тело полностью обводнены, а при 0 значениях коэффициентов — безводные. Средние значения коэффициентов определялись подсчетами по всем выработкам на участке Иршинского россыпного месторождения между сс. Турчинка и Шершни. Сравнивая кривые коэффициентов обводненности на рис. 7, нетрудно уловить определенную закономерность: максимальным значениям коэффициентов обводненности вскрыши соответствуют и наибольшие коэффициенты обводненности полезного ископаемого. Величины коэффициентов изменяются от 0,69 до 1,0 для промышленной залежи и от 0,08 до 0,61 — для вскрыши. В пределах долины р. Ирша между сс. Турчинка и Шершни встречаются отдельные места, где вскрыша и вся мощность кондиционного полезного ископаемого практически не обводнены (вне пойменные участки у сс. Турчинка, Старики, Шершни и в некоторых других

местах). Средний коэффициент обводненности вскрыши на рассмотренном месторождении составляет 0,38, полезного ископаемого — 0,81.

Из всего изложенного следует, что характеризуемое россыпное месторождение ильменита весьма обводнено. Ориентировочные подсчеты притока воды в котлован, выполненные по формулам, рекомендуемым В. И. Аравиным (1953), и И. А. Скабаллановичем (1954), составляют 124,0—314,0 *м*³/*час* при площади котлована 400 000 *м*² и осредненном коэффициенте фильтрации пород 17 *м*/*сут*.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЛЬМЕНИТОНОСНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ р. ТЕТЕРЕВ ОТ ИСТОКОВ ДО г. ЖИТОМИР И ЕЕ ПРАВЫХ ПРИТОКОВ рр. ТЕТЕРЕВКА И ГНИЛОПЯТЬ

М. Г. Дядченко

Автором в 1951—1953 годах проводилось изучение минералогического состава шлихов из четвертичных отложений района р. Тетерев от истоков до г. Житомир и ее правых притоков рр. Тетеревка и Гнилопять.

Материалом для исследования послужили шлихи из разведочных скважин, предоставленные Институту геологических наук АН УССР в 1950—1951 гг. на договорных началах экспедицией № 16 треста «Союзспецразведка» Министерства металлургической промышленности СССР; также использованы материалы геоморфологических исследований 1949—1950 гг. Института геологических наук АН УССР (П. К. Замория и А. М. Маринича).

Автором произведен полный минералогический анализ 195 шлихов из четвертичных отложений района и 37 шлихов из коры выветривания кристаллических пород (дресвы и первичных каолинов).

В результате проведенных исследований получены новые данные по минералогии четвертичных отложений, в частности, по ильменитоносности четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород этого района.

Общие сведения

Река Тетерев, правый приток р. Днепр, берет свое начало в юго-западной части Житомирской области у с. Носовка и впадает в р. Днепр севернее г. Киева. Общая длина р. Тетерев — 336 *км*.

Большая часть р. Тетерев от истоков до устья р. Белки (правый приток севернее г. Радомышля) — расположен в пределах Украинского кристаллического щита; нижнее течение ее находится в районе Днепровско-Донецкой впадины.

В пределах исследованного района р. Тетерев принимает в себя правые притоки рр. Тетеревку, Гнилопять, Гуйву и левые притоки рр. Лесную и Каменку.

Ширина долины р. Тетерев колеблется в пределах Украинского кристаллического щита от нескольких десятков метров до 2—3 *км* и более. Высота и характер ее берегов также меняются резко: крутые, скалистые берега высотой до 30 *м*, сменяются пологими и низкими. Наиболее крупный правый приток р. Тетерев в исследованном районе р. Гнилопять берет свое начало выше с. Кумановка на водораздельном плато бассейнов рр. Тетерев и Ю. Буг; впадает р. Гнилопять в р. Тетерев несколько выше г. Житомира. Длина ее около 95 *км*. Согласно данным А. М. Маринича (1950), долина р. Тетерев имеет довольно сложное геоморфологическое

строение и характеризуется чередованием узких каньонообразных участков с высокими и крутыми берегами, где террасы почти совершенно отсутствуют, с расширенными участками до 1,5—2,5 *км* с хорошо развитыми террасами, в пределах развития каолинизированных докембрийских пород.

В местах, где кристаллические породы лежат значительно выше базиса эрозии, долина часто имеет каньонообразный вид (м. Чуднов, с. Новая Рудня, с. Денеши, г. Житомир и др.). В местах более глубокого залегания кристаллического фундамента долина, как правило, расширяется.

Река Тетерев протекает в пределах лессового, зандрового и ледникового районов. В долине р. Тетерев и ее правых притоков рр. Тетеревка и Гнилопять имеются три террасы: пойменная, первая и вторая надпойменные.

В геологическом строении исследованного района принимают участие кристаллические породы, их кора выветривания (дресва и первичные каолины) и четвертичные отложения.

Кристаллические породы представлены серыми гибридизированными гранитами бердичевского типа и серыми гранитами житомирского типа. Эти граниты нередко прорываются более молодыми аплитоидными и пегматоидными розовыми гранитами и пегматитовыми жилами. В этом районе также пользуются значительным распространением наиболее древние метаморфические породы — гнейсы биотитовые, гранато-графито-биотитовые, роговообманко-биотитовые и другие, которые заключены среди гранитов в виде ксенолитов и отдельных пачек различных размеров (М. Н. Ивантишин и А. Я. Хатунцева, 1950).

Гнейсы, как правило, сильно измененные вследствие глубокой инъекции различной гранитной магмы, поэтому широким развитием здесь пользуются мигматиты.

В районе сс. Высокая Печь—Буки на сравнительно небольшом участке обнажаются кристаллические породы основного состава.

В пределах исследованного района кристаллические породы изменены местами в каолинизированную дресву и первичные каолины. Мощность коры выветривания (дресвы и первичных каолинов) в этом районе колеблется в широких пределах от 0,5 *м* и более.

На коре выветривания кристаллических пород залегают непосредственно четвертичные отложения.

Наибольшим распространением здесь пользуются водно-ледниковые и аллювиальные песчано-глинистые отложения, лесс и лессовидные суглинки и моренные отложения.

Четвертичные отложения, по данным П. К. Замория и А. М. Маринича (1950), принадлежат четырем отделам: древнему (Q_I), среднему (Q_{II}), новому (Q_{III}) и современному (Q_{IV}).

К отложениям древнего отдела П. К. Заморий условно относит распространенные в бассейне р. Гнилопять сизовато- и буровато-серые вязкие и пластичные глины.

К среднему отделу (Q_{II}) относятся подморенные водно-ледниковые отложения, морена, надморенные водно-ледниковые отложения и древний аллювий.

К новому отделу (Q_{III}) относятся лесс и лессовидные суглинки, водно-ледниковые и аллювиальные отложения первой и второй надпойменных террас.

Современные (Q_{IV}) аллювиальные отложения представлены песками и суглинками, переслаивающимися между собой. Иногда в верхней части встречаются торфяники, которые слагают пойменные террасы рек и днища балок. К современному отделу относится также делювий склонов долины р. Тетерев и ее притоков.

В литературе имеется очень мало данных о минералогическом со-

ставе четвертичных отложений исследованного района. В 1940 и 1944—1946 гг. Ф. Е. Лапчик проводила исследования в бассейнах рр. Случь, Гнилопять, Тетерев и Ирша. В пегматитах, гранитах и аллювии этих районов, наряду с другими минералами, отмечался и ильменит. М. Н. Ивантишин и Н. Е. Николаевская (1946) проводили работы по составлению шлиховой карты Украины. Бассейн р. Тетерев был охвачен шлиховым опробованием в масштабе 1:100 000. В этой работе отмечается присутствие ильменита в аллювиальных отложениях бассейна р. Тетерев, Ирша, Случь, Гнилопять и других.

1944—1949 гг. являются началом систематического изучения минералогического состава осадочных, преимущественно, четвертичных отложений в пределах Украинского кристаллического щита. Эти работы проводились в связи с поисками россыпных месторождений как Институтом геологических наук АН УССР, так, особенно, трестом «Союзспецразведка» Министерства металлургической промышленности СССР, а также частично Министерством геологии СССР (Украинское геологическое управление и др.)

В результате проведенных поисково-разведочных работ, сопровождавшихся большим объемом бурения в бассейне р. Тетерев в течение 1947—1950 гг. экспедицией № 16 треста «Союзспецразведка» (В. В. Мокренок, И. В. Моисеев, В. Ф. Воробьева, С. С. Суанов, Н. И. Рубон, А. К. Тимошкин и другими) установлены и частично разведаны россыпные месторождения редкоземельного сырья.

О минералогическом составе шлихов из четвертичных отложений исследованного района

Шлиховое опробование четвертичных отложений проводилось экспедицией № 16 треста «Союзспецразведка» в долине р. Тетерев от истоков до г. Житомир и ее правых притоков рр. Тетеревка и Гнилопять, по всем пробуренным линиям в скважинах, начиная от поверхности, включая верхнюю часть коры выветривания, а местами до коренных пород. Пробы для шлиха брались через каждые 0,5 *м*. В пределах надпойменных террас, где мощность суглинков значительная, пробы отбирались через 1 *м*. Шлиховым опробованием охвачены современные аллювиальные отложения пойменной террасы, аллювиальные отложения днепровского (рисского) возраста, лессы и лессовидные суглинки, водно-ледниковые и делювиальные отложения, а также верхняя часть коры выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины). Объем пробы для шлиха колеблется от 2 до 10 *дм*^{3}. Преобладают пробы с объемом 3—4 *дм*^{3}. Промывка шлихов производилась квалифицированными промывальщицами при помощи лотков корейского типа.

Средний выход шлиха из современных аллювиальных отложений составляет около 7,8 *кг/м*^{3}. Выход первой электромагнитной фракции из этих отложений, которая состоит в основном из граната, ильменита и лейкоксена, колеблется от 1,9 *кг/м*^{3} до 9 *г/м*^{3}. Содержание тяжелой неэлектромагнитной фракции в шлихах из современных аллювиальных отложений района, которая состоит в основном из циркона, рутила и лейкоксена, колеблется от 1 *кг/м*^{3} до 2 *г/м*^{3}. Данные выхода шлиха и отдельных фракций из современных отложений свидетельствуют о сравнительно невысоком содержании тяжелых минералов в современных аллювиальных отложениях района.

Четвертичные отложения аллювиального и водно-ледникового происхождения нового и среднего отделов в целом характеризуются более высоким содержанием тяжелого шлиха, причем в аллювиальных отложениях, как правило, выход шлиха значительно выше, чем в водно-ледниковых. Выход шлиха в этих отложениях колеблется в широких пределах и составляет от 32 *кг/м*^{3} до 600 *г/м*^{3}. Преобладают пробы с содер-

жанием шлиха более 10 *кг/м*³. Выход первой электромагнитной фракции шлиха из четвертичных отложений нового и среднего отделов колеблется от 10 *кг/м*³ до 17 *г/м*³. Преобладают шлихи с содержанием первой электромагнитной фракции около 1 *кг/м*³. Выход тяжелой неэлектромагнитной фракции колеблется от 517 *г/м*³ до 2 *г/м*³. Преобладают шлихи с содержанием этой фракции около 100 *г/м*³. Содержание шлиха в верхней части коры выветривания кристаллических пород этого района колеблется от 19 до 1,5 *кг/м*³. Преобладают пробы с выходом шлиха около 7 *кг/м*³. Выход тяжелой неэлектромагнитной фракции из этих отложений обычно не превышает 100—200 *г/м*³.

В шлихах из четвертичных отложений и коры выветривания кристаллических пород района верхнего течения р. Тетерев до г. Житомир описано около 80 минералов. Наиболее распространенными минералами являются: кварц, полевой шпат (альбит, ортоклаз, микроклин и др.), биотит, амфибол (роговая обманка и др.), гранат (альмандин), магнетит, титаномагнетит, ильменит, монацит, лейкоксен, циркон, метамиктно-измененный циркон, марказит, рутил, ставролит, турмалин, дистен, андалузит, силлиманит и другие. Многие из этих минералов встречаются в шлихах в значительных количествах.

В табл. 1 приводится минералогический состав шлихов из четвертичных отложений бассейна р. Тетерев от истоков до г. Житомир.

Из табл. 1 видно, что в исследованном районе почти постоянно присутствуют в шлихах из современных аллювиальных отложений 18—20 минералов, а в шлихах из более древних (нового и среднего отдела) четвертичных отложений и коры выветривания присутствует около 24 минералов. Большое разнообразие минералов в четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород обусловлено сложным петрографическим составом пород этой части Украинского кристаллического щита. Подробная минералогическая характеристика кристаллических пород этого района дана М. Н. Ивантишиным и А. Я. Хатунцевой (1950).

Сравнивая данные минералогического состава шлихов из коры выветривания кристаллических пород и покрывающих их четвертичных отложений, наблюдается близкое сходство как в качественном, так и количественном отношении, что свидетельствует о тесной их генетической связи.

Основным источником питания в течение длительного периода геологической истории развития земной коры и формирования четвертичных отложений являлись породы Украинского кристаллического щита, главным образом, граниты и мигматиты бердичевского и житомирского типов, гнейсы и другие древние образования, развитые в этом районе.

Таким образом, минералогический состав большого числа шлихов свидетельствует о преимущественно местном источнике материала для образования четвертичных отложений различного возраста и генезиса.

В шлихах из четвертичных и элювиальных отложений в бассейне р. Тетерев присутствуют терригенные (обломочные) и сингенетические минералы. Из числа описанных минералов насчитывается до 20 сингенетических минералов, образование которых преимущественно связано непосредственно с отложениями, в которых они находятся и в настоящее время. Сюда относятся: сера, марказит, частично пирит, анатаз, окислы марганца, лейкоксен, халцедон, гидроокислы железа (лимонит и др.), кальцит, сидерит, барит, вивианит, частично эпидот, клиноцоизит, хлорит, гидрослюды, каолинит, галлуазит и др.

Преобладающее же количество минералов в шлихах исследованного района принадлежит терригенным (обломочным) минералам, которые принесены и переотложены в эти отложения главным образом, водными потоками из разрушенных процессами выветривания более древних коренных пород.

Таблица 1

Минералогический состав шлихов из четвертичных отложений бассейна р. Тетерев от истоков до г. Житомир

Название минералов	Процент встречаемости минералов в шлихах					
	Современные аллювиальные отложения		Отложения нового и среднего отделов четвертичной системы		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	р. Тетерев	р. Гнилопять	р. Тетерев	р. Гнилопять	р. Тетерев	р. Гнилопять
Золото	—	—	1	—	—	—
Медь самородная	—	—	—	2	—	—
Серебро самородное	—	—	—	2	—	—
Сера	—	—	—	—	—	7
Графит	5	—	5	4	4	—
Галенит	—	4	2	4	—	7
Халькопирит	—	12	1	6	—	7
Молибденит	—	—	6	—	—	—
Пирит	10	12	22	24	22	33
Марказит	31	38	41	36	36	47
Арсенопирит	—	—	—	2	—	7
Корунд	26	35	35	83	22	33
Сапфир	—	—	2	8	—	—
Гематит	—	8	1	9	—	7
Ильменит	100	96	100	98	100	80
Шпинель	64	50	92	91	77	80
Магнетит	5	8	11	53	9	33
Титаномагнетит	—	—	—	—	9	—
Хромит	—	4	1	—	—	—
Хризоберилл	—	—	—	2	—	—
Рутил	100	96	100	100	100	93
Брукит	10	7	2	4	—	—
Анатаз	63	50	80	58	50	53
Окислы марганца — (пиролюзит (?))	—	8	1	—	—	7
Лейкоксен	100	100	100	100	100	100
Кварц	100	100	100	100	100	100
Халцедон	—	—	—	2	—	—
Гидроокислы железа (лимонит и др.)	89	92	75	94	77	100
Кальцит	21	15	7	11	—	33
Сидерит	21	15	17	15	22	7
Барит	—	—	—	4	—	—

Продолжение табл. 1

Название минерала	Процент встречаемости минералов в шлихах					
	Современные аллювиальные отложения		Отложения нового и среднего отделов четвертичной системы		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	р. Тетерев	р. Гнилопять	р. Тетерев	р. Гнилопять	р. Тетерев	р. Гнилопять
Монацит	100	100	100	100	100	100
Ксенотим	—	4	3	4	9	—
Апатит	73	42	70	55	72	80
Вивианит	—	—	1	7	—	—
Циркон	100	100	100	100	95	87
Циркон метамиктноизмененный и малакон	10	22	1	49	13	53
Циртолит	10	4	14	21	18	27
Торит (?)	—	4	—	4	9	13
Топаз	63	70	77	98	63	87
Дистен	100	100	100	96	95	87
Андалузит	94	93	86	96	81	87
Силлиманит	94	85	98	87	86	60
Дюмортьерит	—	—	3	6	9	7
Ставролит	100	100	100	100	100	93
Гранат	100	100	100	100	100	100
Альмандин	100	100	100	100	100	100
Гроссуляр	100	100	100	100	100	100
Андрадит	—	—	—	4	—	—
Гессонит (?)	—	—	—	—	9	—
Сфен	—	8	3	9	4	13
Турмалин	100	96	100	100	95	87
Пироксен	5	—	—	2	—	—
Жадеит	—	—	—	2	—	—
Гиперстен	5	—	—	2	—	—
Амфиболы (актинолит, тремолит, роговая обманка и другие)	89	77	74	66	68	60
Эпидот	64	58	93	79	40	53
Клиноцоизит	—	—	—	—	9	—
Биотит	84	69	72	38	90	73
Мусковит	—	8	9	9	27	13
Хлорит	—	4	1	13	4	—
Гидрослюда	—	—	—	4	—	—
Глауконит	10	15	6	9	4	—
Каолинит	5	8	3	4	18	7
Галлуазит	—	—	—	4	—	7
Гизингерит	—	4	—	4	—	—
Полевые шпаты (альбит, альбит-олигоклаз, ортоклаз, микроклин и др.	100	100	100	100	100	100

Содержание титановых минералов, главным образом ильменита, в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района

В шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района присутствуют следующие титановые минералы: ильменит, титаномагнетит, лейкоксен, рутил, брукит, анатаз и сфен.

Из них большим распространением пользуются ильменит, лейкоксен и рутил, реже встречается анатаз, и мало распространенными минералами в этом районе являются титаномагнетит, брукит и сфен.

Ильменит в шлихах из четвертичных отложений и коры выветривания кристаллических пород района пользуется большим распространением. Он обычно черного цвета, с полуметаллическим блеском. Встречается в виде зерен неправильной и угловатой формы.

В табл. 2 приведены данные, характеризующие количественное содержание и распространение ильменита в четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района.

Из табл. 2 видно, что содержание ильменита в шлихах из современных аллювиальных отложений долины р. Тетерев от истоков до г. Житомир невысокое, колеблется от 1,4 *кг/м*^{3} (с. Дидковцы) до 420 *г/м*^{3} (с. Дермань). Среднее содержание ильменита по ряду поисковых линий через долину р. Тетерев колеблется от 4,3 *г/м*^{3} (с. Дидковцы) до 236 *г/м*^{3} (с. Дермань).

В шлихах из аллювиальных отложений нового и среднего и, возможно, древнего отделов четвертичного возраста в этом районе ильменит присутствует в несколько большем количестве. Содержание его колеблется от 18,2 *г/м*^{3} (с. Дидковцы) до 6,3 *кг/м*^{3} (с. Карвиновка). Среднее содержание ильменита в этих отложениях колеблется от 55,7 *г/м*^{3} (с. Дидковцы) до 2,0 *кг/м*^{3} (с. Карвиновка). Следует отметить, что в долине р. Тетерев к отложениям нового, среднего и, возможно, древнего отдела четвертичного возраста местами приурочены россыпи редких земель. Присутствие повышенного содержания ильменита значительно повышает ценность россыпей, приуроченных к этим отложениям. Ильменит можно использовать комплексно при разработке россыпных месторождений. В исследованном районе большим распространением пользуются водноледниковые отложения. Содержание ильменита в них колеблется от 15,4 (с. Дермань) до 1434 *г/м*^{3} (с. Карвиновка). В большинстве случаев среднее содержание его в этих отложениях колеблется до 396 *г/м*^{3}. Ледниковые отложения по содержанию в них ильменита, а также других тяжелых минералов по существу не отличаются от аллювиальных отложений района; наблюдается только отличие между ними по количественному содержанию этих минералов, причем ледниковые отложения всегда ближе стоят к современным аллювиальным отложениям и значительно отличаются от более древнего аллювия.

В шлихах из верхней части коры выветривания кристаллических пород долины р. Тетерев до г. Житомир содержание ильменита колеблется от единичных знаков до 1477 *г/м*^{3}. Данные таблицы указывают на непосредственную генетическую связь четвертичных отложений с местными кристаллическими породами и их корой выветривания. Источником питания для их образования являлась каолинизированная кора выветривания кристаллических пород района.

Содержание ильменита в шлихах из четвертичных отложений в долине р. Тетеревка, правом верхнем притоке р. Тетерев, характеризуют следующие цифры: в современных аллювиальных отложениях содержание его составляет 249 *г/м*^{3} и в аллювиальных отложениях нового, среднего и, возможно, более древнего возраста — от 157 *г/м*^{3} (с. Базимовка)

Таблица 2

Содержание ильменита в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород бассейна верхнего течения р. Тетерев до г. Житомир

Места взятия проб	Содержание, *г/м³*							
	Современные аллювиальные отложения		Аллювиальные отложения нового и среднего отделов четвертичной системы		Водно-ледниковые отложения		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
р. Тетерев								
с. Троща	—	—	1263,6—251,9	641,06	—	—	1477,8	—
Выше с. Карповцы	41,46	41,5	268,08	268	—	—	—	—
с. Карповцы	386—5	160,4	1230—18,6	407,8	597,04—18,4	186,34	434—19,15	138,8
Западнее с. Ольшанка	—	—	459,15—422,8	440,7	—	—	140,0	140,0
с. Дубище	74,42	74,4	2441,8—64,7	970	—	—	—	—
с. Дидковцы	7,0—1,4	4,3	152,8—18,2	55,7	—	—	6,75	6,75
с. Карвиновка	202—96,7	149,4	6316,7—235,3	2036,14	1434,9—41,6	396,57	194,4—ед. з.	68,5
с. Дермань	420—52	236,07	1656,2—75,5	485,4	502,3—15,4	168	811,0—55,43	256,7
р. Тетеревка								
с. Янушполь	249,0	249,0	743,5—166,7	381,8	—	—	82,74	82,74
с. Волица	—	—	—	—	—	—	105,31	105,31
с. Галиевка	—	—	1167,3—238,6	613,5	—	—	90,25	90,25
с. Безимовка	—	—	665,4—157	411,2	336,0—68,7	175,7	—	—

Продолжение табл. 2

Места взятия проб	Содержание г/м³							
	Современные аллювиальные отложения		Аллювиальные отложения нового и среднего отделов четвертичной системы		Водно-ледниковые отложения		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
р. Гнилопять								
с. Кумановка	—	—	74,4—7,6	82	—	—	40—3,33	43,33
Восточнее с. Марковцы	10—5,14	15,14	526,8—49,3	338,14	—	—	65,33—16	81,33
с. Комсомольское	—	—	540—301,2	420,58	—	—	—	—
с. Бродецкое	370,3—176,5	273,38	402,4—128,3	342,34	—	—	—	—
Западнее с. Глуховцы	14,2—4,9	10,16	72,08—1,2	38,54	—	—	—	—
с. Жежелев	11,67	11,67	135,48—20,3	156	—	—	—	—
Выше с. Хажин	135,83—8,7	60,75	119,35—1,6	98,5	—	—	46,33—8,37	48,51
Ниже с. Хажин	36,57	36,57	295,7—0,8	211,63	—	—	—	—
с. Быстрик	—	—	710,5—25	540,26	—	—	46,0—2,5	48,5
с. Быстрик	370,77—1,5	64,07	304,2—4,0	144,27	—	—	—	—
м. Бердичев	76,09	76,09	59,86—21,7	53,62	—	—	—	—
с. Швейковка	892,9—11,2	308,41	320—63,23	383,23	—	—	99,5—22,0	80,75
Восточнее с. Пятки	35,8—14,6	33,54	677,21—20	329,25	—	—	3032,89	3032,89
с. Головинка	733,9—10	146,75	210—20,87	230,87	—	—	—	—
с. Великий Шумск	617—13,7	443,7	—	—	—	—	78,57—70,60	74,58
Ниже с. В. Шумск	262,07—211	236,87	1945,8—439,2	985,16	—	—	56,59	56,59
В 2 км от устья реки ниже с. В. Шумск	338,06	338,06	3178,6—14,7	1475,25	—	—	—	—

до 1167 *г/м*³ (с. Галиевка). Среднее содержание ильменита здесь из этих отложений 381—613 *г/м*³, а в водно-ледниковых отложениях 175 *г/м*³.

Содержание ильменита в верхней части коры выветривания кристаллических пород в районе долины р. Тетеревка также невысокое и составляет 82—105 *г/м*³.

В шлихах из современных аллювиальных отложений правого притока р. Тетерев — р. Гнилопять содержание ильменита колеблется от 1,5 *г/м*³ (с. Быстрик) до 892 *г/м*³ (с. Швейковка). Среднее содержание ильменита в этих отложениях составляет от 10 *г/м*³ (западнее с. Глуховцы) до 443 *кг/м*³ (с. Великий Шумск). В аллювиальных отложениях нового, среднего и, возможно, более древнего возраста четвертичной системы содержание ильменита колеблется от единичных знаков до 3,2 *кг/м*³ (ниже с. В. Шумск). Среднее содержание ильменита в этих отложениях от 38 *г/м*³ (западнее с. Глуховцы) до 1475 *г/м*³ (ниже с. Великий Шумск). Преобладает содержание ильменита меньше 500 *г/м*³.

В верхней части коры выветривания кристаллических пород в районе долины р. Гнилопять наблюдается невысокое содержание ильменита в среднем не превышающее 10 *г/м*³. Только восточнее с. Пятки отмечено содержание его в одном шлихе 3032 *г/м*³.

На рис. 1 приводятся диаграммы, которые наглядно характеризуют среднее содержание ильменита в четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания района долины верхнего течения р. Тетерев до г. Житомир и ее правых притоков рек Тетеревка и Гнилопять.

Приведенные выше данные содержания ильменита в шлихах из четвертичных отложений и коры выветривания кристаллических пород исследованного района указывают на сравнительно небольшое количество его в шлихах, не представляющее в настоящее время практического значения. Только в районе с. Карвиновка по р. Тетерев и в районе ниже с. Великий Шумск по р. Гнилопять отмечено содержание его 6—3 *кг/м*³.

В исследованном районе значительным распространением пользуется вторичный минерал по ильмениту — лейкоксен.

Лейкоксен обычно коричневого, кофейного, стально-серого, желтовато-бурого до почти белого цвета. В виде зерен неправильной и угловатой формы. Непрозрачный, с характерным глянцевидным блеском. Твердость 6—4 и меньше. Реакция на титан — положительная, яркая. При сепарации шлиха основное количество его попадает во вторую (слабую) электромагнитную фракцию. Светлоокрашенные разности лейкоксена концентрируются в тяжелой неэлектромагнитной фракции шлиха.

По данным неполных химических анализов, выполненных в лаборатории Института геологических наук (аналитик Б. В. Мирская), лейкоксен состоит, в основном, из двух компонентов TiO_2 и Fe_2O_3. Химический состав его характеризует табл. 2.

Из других минералов титана пользуется значительным распространением в шлихах рутил.

Таблица 3

Химический состав лейкоксена

Состав	р. Тетерев	р. Гнилопять, правый приток р. Тетерев
TiO_2	62,18%	61,48%
Fe_2O_3	28,85%	29,68%
V_2O_5	Не определялось	0,26%
FeO	Не обнаружено	Не обнаружено

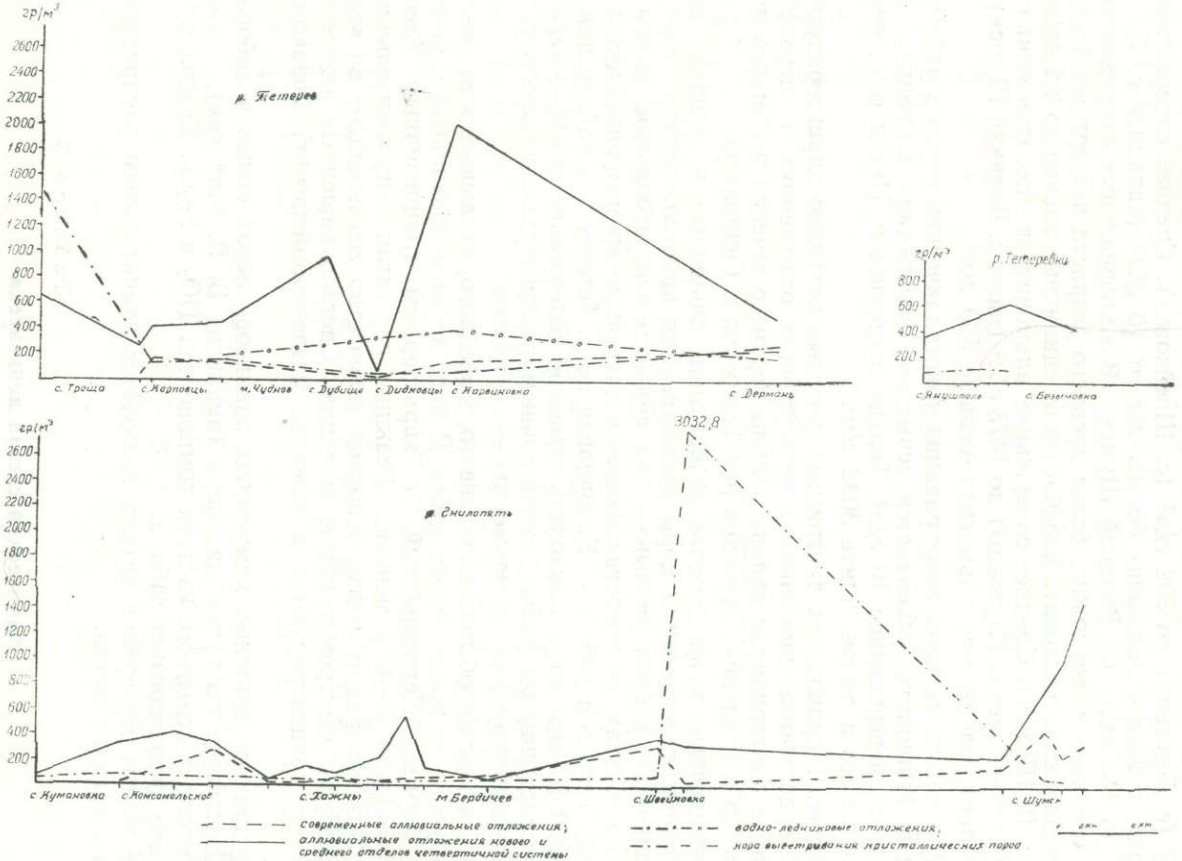


Рис. 1. Диаграммы среднего содержания ильменита по буровым линиям в четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания района верхнего течения р. Тетерев до г. Житомир и ее правых притоков — рр. Тетеревка и Гнилопять.

Рутил черного, темно-красного, оражнево-красного и оранжево-желтого цвета. С металлическим до алмазного блеском, встречается в виде мелких призматических кристаллов, изредка двойников и окатанных удлиненных зерен.

Под микроскопом двупреломление очень высокое. Показатели преломления очень высокие. Реакция на титан положительная.

Содержание рутила в шлихах из аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород района характеризует табл. 4.

Из данных, приведенных в табл. 4, видно, что содержание рутила в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород невысокое. Так, содержание его в шлихах из современных аллювиальных отложений колеблется от 1 до 327 *г/м*^{3}. В шлихах из аллювиальных отложений более древнего (Q^{al}_{III} и Q^{al}_{II} возраста отмечено содержание рутила от единичных знаков до 181 *г/м*^{3}. В шлихах из верхней части коры выветривания содержание его еще ниже и колеблется от единичных знаков до 38 *г/м*^{3}. Преобладают шлихи в бассейне р. Тетерев с ничтожным содержанием рутила, обычно не выше 50 *г/м*^{3}.

В шлихах исследованного района также присутствуют, преимущественно в единичных зернах, титановые минералы — титаномагнетит, брукит, анатаз и сфен.

Титаномагнетит черного и темно-бурого цвета с металлическим до полуметаллического блеском. Встречается в виде зерен неправильной формы. Реакция на титан положительная, яркая. Описан в шлихах из коры выветривания кристаллических пород в долине р. Тетерев, в количестве от 10 до 50% веса магнитной фракции. В исследованном районе вес магнитной фракции шлихов очень мал, составляет обычно менее 1 *г*.

Брукит желто-бурого цвета, с металлическим до полуметаллического блеском. Встречается в виде мелких обломков кристаллов пластинчатой формы, с характерной штриховкой на гранях.

Под микроскопом он прозрачный, желтого цвета, с очень высокими двупреломлением и показателями преломления; двуосный, положительный.

Брукит в шлихах встречается очень редко. Описан в единичных зернах в восьми шлихах из элювия кристаллических пород по рр. Тетерев и Гнилопять.

Анатаз голубовато-синего, синего, голубовато-серого, голубовато-желто-бурого и желто-бурого цвета. В виде очень мелких кристаллов и сростков таблитчатой и остробипирамидальной формы.

Под микроскопом он прозрачный, двупреломление очень высокое. Показатель преломления очень высокий, часто плеохроичный, одноосный, отрицательный. Реакция на титан положительная. В шлихах исследованного района пользуется значительным распространением, но встречается в единичных зернах.

Сфен светло-коричневого, коричнево-бурого и красновато-коричнево-бурого цвета. Встречается в виде обломков неправильной формы и характерных уплощенно-призматических кристаллов. С алмазным до смолистого блеском. Непрозрачный до полупросвечивающего. Реакция на титан положительная.

Под микроскопом он прозрачный, двупреломление очень высокое. Показатель преломления очень высокий, двуосный, положительный. В шлихах исследованного района минерал редкий. Описан в единичных зернах в одиннадцати шлихах из района рр. Тетерев и Гнилопять.

Россыпи района долины р. Тетерев и его правого притока р. Тетеревка недостаточно изучены. Долина ее разбурена всего несколькими поисковыми линиями, значительно удаленными друг от друга. Долина

Таблица 4

Содержание рутила в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород района верхнего течения р. Тетерев от истоков до г. Житомир

Места взятия проб	Содержание, $г/м^3$					
	Современные аллювиальные отложения		Аллювиальные отложения нового и среднего отделов четвертичной системы		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
р. Тетерев						
с. Троща	—	—	22—78	53	—	—
Выше с. Карповцы	9	9	11	11	—	—
с. Карповцы	1—30	14	1—28	8	Знаки—2	1
Зап. с. Ольшанка	—	—	9—16	13	15	15
с. Дубище	6	6	10—181	107	—	—
с. Дидковцы	1—2	2	3—15	8	4	4
с. Карвиновка	13—327	188	3—67	22	Знаки—9	4
с. Дермань	3—10	6	Знаки—39	13	Знаки—10	4
р. Тетеревка						
с. Янушполь	25	25	24—50	33	2—38	20
с. Галиевка	—	—	20—55	33	2	2
с. Безимовка	1—7	4	Знаки—22	11	1	1
р. Гнилопять						
с. Кумановка	—	—	7	7	Знаки	Знаки
Вост. с. Марковцы	7	7	16—38	29	7	7
с. Комсомольское	—	—	34—39	36	—	—
с. Бродецкое	21—25	23	10—59	24	—	—
Зап. с. Глуховцы	2—53	19	Знаки—2	2	—	—
с. Жежелев	—	—	124	124	—	—
Выше с. Хажин	17	17	1—8	6	1—5	3
Ниже с. Хажин	—	—	1—6	4	—	—
с. Быстрик	—	—	5—17	10	—	—
с. Быстрик	3—32	18	1—20	8	—	—
г. Бердичев	3	3	—	—	—	—
с. Швейковка	33	33	15	15	4—11	8
Вост. с. Пятки	5	5	22—49	32	12	12
с. Головинка	30—155	79	27—29	28	4	4
с. Великий Шумск	46—95	70	—	—	3—11	7
Ниже с. Великий Шумск	39—47	43	Знаки—121	39	Знаки	Знаки
В 2 *км* от Устья р. Гнилопять ниже с. Великий Шумск	59	59	7—99	64	—	—

р. Гнилопять, особенно ее пойма, разбурена более детально. В целом о распространении россыпей редких металлов и их практической ценности в бассейне р. Тетерев в настоящее время имеется недостаточно данных, поэтому необходимо дальнейшее их изучение. Изучение минералогического состава шлихов, в частности, количественное содержание в них



Рис. 2. Шлиховая карта среднего содержания ильменита в районе верхнего течения р. Тетерев до г. Житомир и ее правых притоков рр. Тетеревка и Гнилопять.

ильменита указывает на возможность комплексного использования россыпных месторождений, известных в этом районе.

К статье прилагается шлиховая карта среднего содержания ильменита в районе долины верхнего течения р. Тетерев и ее правых притоков рек Тетеревка и Гнилопять.

Выводы

Приведенные данные минералогического изучения шлихов из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород показывают, что район долины верхнего течения р. Тетерев

до г. Житомир и ее правые притоки рр. Тетеревка и Гнилопять характеризуются сравнительно невысоким содержанием титановых минералов — ильменита, лейкоксена, титаномагнетита, рутила и др.

В заключение следует отметить, что россыпи в бассейне р. Тетерев изучены недостаточно. Установлено количественное содержание титановых минералов в разновозрастных четвертичных отложениях и верхней части коры выветривания кристаллических пород, основанное на сравнительно небольшом количестве шлиховых проб, нередко далеко удаленных друг от друга. Кроме того, почти совершенно не изучен минералогический состав и количественное содержание титановых минералов в пределах широко развитых здесь надпойменных террас как р. Тетерев, так и ее притоков. Также пока остаются неисследованными распространенные в этом районе речные долины древней погребенной гидрографической сети, которые, как это установлено на примере бассейна р. Ирша, могут представлять очень большой практический интерес.

В бассейне р. Тетерев кристаллические породы с поверхности и нередко на значительную глубину сильно выветрены и каолинизированы, образуют кору выветривания, которая в течение длительного времени в геологической истории этого района являлась основным источником питания осадочных отложений и связанных с ними россыпей. Следует изучить минералогический состав каолинизированной дресвы и первичных каолинов, в которых не исключено присутствие повышенного количества титановых минералов — ильменита, лейкоксена и рутила. Также следует изучить ильменитоносность района с. Буки на левом берегу р. Тетерев, где, согласно данным Украинского геологического управления, развиты основные породы.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ИЛЬМЕНИТОНОСНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕВЫХ ПРИТОКОВ р. Ю. БУГ — рр. ПОСТОЛОВА, СОБ И СИНЮХА

М. Г. Дядченко

В течение ряда лет (1947—1955 гг.) Институт геологических наук АН УССР проводит в пределах Украинского кристаллического щита систематическое изучение геоморфологии, геологии, минералогии, условий формирования и размещения россыпных месторождений цветных и редких металлов, а также их коренных источников питания.

В частности, автором статьи проведено, на основе большого фактического материала, изучение геологии и минералогии россыпных месторождений, распространенных в районе Среднего Побужья, в пределах левых притоков р. Ю. Буг—рр. Постолова, Соб и Синюха. Достаточно полно изучен минералогический состав четвертичных, преимущественно аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород бассейнов рек Постолова и Соб и несколько в меньшем объеме выполнены работы по изучению минералогического состава четвертичных отложений и коры выветривания кристаллических пород в бассейне р. Синюха. Минералогический состав четвертичных отложений долины р. Ю. Буг, особенно количественное содержание в них полезных минералов, изучены слабо. Материалом для изучения минералогии четвертичных отложений и верхней части коры выветривания Среднего Побужья послужили шлихи из поисковых и разведочных скважин, предоставленные Институту геологических наук УССР в 1950—1951 гг. на договорных началах экспедицией № 16 треста «Союзспецразведка», а также шлиховые пробы центральной геоморфологической экспедиции Института 1949—1950 гг. (нач. экспедиции проф. П. К. Заморий).

Автором проведено изучение полного минералогического состава более 600 шлихов. Из них примерно 90% составляют шлихи из четвертичных, преимущественно аллювиальных отложений и около 10% шлихов принадлежит коре выветривания кристаллических пород исследованных районов Побужья.

В результате исследований получены новые данные по минералогии и, в частности, по количественному содержанию ряда титановых минералов — ильменита, лейкоксена, рутила и других в четвертичных отложениях и коре выветривания кристаллических пород исследованного района.

Общие сведения

Исследованный район долины р. Ю. Буг от г. Хмельник до г. Первомайска и ее левые притоки — рр. Постолова, Соб и Синюха расположены в пределах Украинского кристаллического щита на территории Винницкой, Черкасской и Кировоградской областей.

В долине р. Ю. Буг проведено изучение минералогического состава аллювиальных отложений пойменной террасы. Надпойменные террасы почти совершенно не исследованы.

Более полно изучен минералогический состав аллювиальных отложений ее левых притоков рр. Постолова, Соб и Синюха.

Р. Постолова протекает в пределах Калиновского района Винницкой области и впадает в Ю. Буг выше с. Гущинцы. Длина р. Постоловой около 36 *км*. От верховьев до с. Гулевцы она течет в меридиональном направлении; далее до впадения в р. Ю. Буг она меняет свое направление на северо-западное. Река Постолова имеет пойму и первую надпойменную террасу. Ширина поймы колеблется от 80 *м* в верхнем течении до 1 *км* у с. Хомутинцы и в приустьевой части. Значительная часть поймы заболочена и находится под водоемами (ставками). Надпойменная терраса, по данным экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка», наблюдается с двух сторон реки почти на всем протяжении. С правой стороны она имеет крутой, резко выраженный уступ к пойменной террасе. На левом берегу реки надпойменная терраса выражена слабо.

Р. Соб длиной около 100 *км* имеет хорошо разработанную долину с поймой и двумя надпойменными террасами.

Ширина долины р. Соб варьирует в пределах от 100—200 *м* в верховье и у устья и до 5 *км* в среднем ее течении. В местах впадения притоков в р. Соб долина ее также значительно расширена. Во многих местах по р. Соб и ее притокам обнажаются кристаллические породы.

Длина р. Синюхи около 110 *км*; она имеет ряд крупных притоков.

Ширина долины р. Синюхи и ее притоков колеблется в широких пределах, суживаясь до 80—100 *м* и местами расширяясь до 3 *км* и более. Она имеет пойменную и две надпойменные террасы. Геоморфология бассейнов рр. Соб и Синюха описана П. К. Заморием и М. Ф. Векличем (1949, 1950).

В геологическом строении района среднего Побужья, охватывающего левые притоки Ю. Буга — рр. Постолова, Снивода, Соб и Синюха, принимают участие породы Украинского кристаллического щита, их кора выветривания, третичные и четвертичные отложения.

Бассейн р. Постолова сложен в основном гранато-биотитовыми гранитами и их мигматитами, а также корой выветривания кристаллических пород, на которой непосредственно залегают четвертичные отложения.

Процессы выветривания и особенно каолинизации в пределах исследованного района сильно изменили верхнюю часть кристаллических пород, превратив их до глубины 15 *м* и более в каолинизированную дресву, а местами и в первичные каолины.

В состав шлихов из дресвы и первичных каолинов кристаллических пород, распространенных в долине р. Постолова, по данным наших исследований, входят следующие минералы: кварц, полевой шпат, каолинит, гранат, ильменит, лейкоксен, монацит, ставролит, турмалин, циркон, циртолит, рутил, андалузит, дистен, силлиманит, апатит, амфибол, шпинель, пироксен (ромбический — гиперстен и моноклинный — диоспид, авгит и др.), мусковит, графит, корунд, топаз, марказит, пирит, халькопирит, эпидот, анатаз, сфен, гидроокислы железа и марганца, диккинсонит, сидерит, хлорит, гизингерит, кальцит, нонтронит и серицит.

Из них вторичными являются каолинит, лейкоксен, марказит, пирит, анатаз, гидроокислы железа и марганца, диккинсонит, сидерит, хлорит, гизингерит, кальцит, нонтронит и серицит.

Данные минералогического состава тяжелых фракций шлихов из коры выветривания кристаллических пород района указывают на близкое сходство их с нормальными гранитами бердичевского типа, развитыми, например, в верхнем течении р. Гнилопять (бассейн р. Тетерева). Следует полагать, что гранато-биотитовые граниты и их мигматиты распростране-

ны в бассейне р. Постолова, генетически тесно связаны с гранато-биотитовыми гранитами бердичевского типа и являются только более гибридизированной их разностью.

В долине р. Постолова непосредственно на коре выветривания кристаллических пород залегают четвертичные отложения. Они представлены современными (Q_{IV}) и более древними (Q_{III} и Q_{II}), аллювиальными, а также делювиальными отложениями. Аллювиальные отложения нового и среднего отделов четвертичной системы вскрыты скважинами в пределах надпойменной террасы и частично в нижней части поймы. В пределах первой надпойменной террасы они залегают под лессовидными суглинками, а в пределах поймы под современным аллювием. В литологическом отношении аллювиальные отложения представлены преимущественно песками неравномерно- и крупнозернистыми с гравием и галькой кристаллических пород, реже мелко- и среднезернистыми, местами глинистыми. Мощность этих отложений в пределах исследованной части долины колеблется от 2,5 до 9,5 *м*.

К современному отделу относятся аллювиальные отложения поймы р. Соб и ее притоков. Они представлены песками мелко- и среднезернистыми, реже средне- и неравномернозернистыми, часто глинистыми, илистыми суглинками, супесями и в верхней части поймы на заболоченных участках торфом. Мощность этих отложений колеблется от 1,5 до 9,5 *м*.

Делювиальные отложения развиты на склонах долины реки Постолова и представлены суглинками.

Мощность четвертичных отложений в пределах исследованной части долины р. Постолова достигает 17 *м* и более.

Кристаллические породы в бассейне р. Соб, по данным М. Н. Ивантишина (1950), представлены биотито-роговообманковыми диоритами, гранодиоритами (собитами), серыми биотитовыми гранитами, гранато-биотитовыми гранитами, розовыми аплито-пегматоидными биотитовыми гранитами, розовыми роговообманково-биотитовыми гранитами и их мигматитами. Наиболее древние метаморфические породы в исследованном районе встречаются почти исключительно в виде ксенолитов (от нескольких сантиметров до 2 *м* и более) и представлены амфиболо-плагиоклазовыми и биотито-амфиболо-плагиоклазовыми гнейсами.

Эти породы в значительной степени разрушены и превращены на больших пространствах в каолинизированную дресву, первичные каолины, а местами в пеликаниты, образуя значительную по мощности кору выветривания. На кристаллических породах и их коре выветривания залегает серия осадочных третичных и четвертичных отложений.

Третичные отложения в бассейне р. Соб представлены песками и кварцитовидными песчаниками полтавского яруса, пестрыми и красно-бурыми глинами, а также балтскими отложениями.

На водоразделах в пределах междуречий непосредственно на третичных отложениях, а в речных долинах на коре выветривания кристаллических пород (дресве и первичных каолинах), залегают четвертичные отложения. Они представлены аллювиальными, делювиальными и элювиальными генетическими типами.

Аллювиальные отложения распространены в долине р. Соб и ее притоках и балках. По возрасту они относятся: к современному, новому, среднему и, возможно, нижнему отделам четвертичной системы.

К среднему и новому отделам относятся аллювиальные отложения, преимущественно пески крупно-, средне-, и неравномернозернистые с гравием и галькой кристаллических пород до мелкозернистых; они распространены, преимущественно, в пределах надпойменных террас, реже приурочены к нижней части осадков поймы.

Более древние аллювиальные отложения в пределах пойменной террасы являются непосредственным продолжением аллювиальных отложения надпойменных террас. Таким образом, современный аллювий пой-

менной террасы часто является наложенным на более древний аллювий долины р. Соб.

Мощность более древних (Q_{III}—Q^{al}_{II}) аллювиальных отложений в долине р. Соб достигает 18 *м* и более, а мощность современного аллювия составляет 8—10 *м*. Делювиальные отложения распространены в пределах склонов речных долин и по балкам. Литологический состав их находится в прямой зависимости от литологического состава коренных пород, составляющих склоны.

Элювиальные отложения (дресва кристаллических пород и первичные каолины) пользуются большим распространением и являются разновозрастными образованиями, нижняя граница которых не установлена, но она несомненно древнее третичного возраста.

В бассейне р. Синюха пользуются широким распространением кристаллические породы. Они представлены розовыми аплитоидными гранитами и их мигматитами, порфировидными гранитами кировоградского типа, гранитами уманского типа, звенигородскими гранодиоритами и плагиогранитами Гнилого Тикича, а также чарнокитами, биотитовыми, гранато-биотитовыми, пироксено плагиоклазовыми, амфиболо-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами и другими породами.

С поверхности и на глубину 12 *м* и более породы докембрия образуют местами каолинизированную кору выветривания. Поверхность кристаллических пород неровная, с превышением высоких участков над пониженными до 15 *м* и более.

На кристаллических породах и их коре выветривания в пределах водоразделов залегают третичные и четвертичные отложения, а в речных долинах почти повсеместно на коре выветривания кристаллических пород лежат четвертичные отложения.

В долине р. Синюха в пределах надпойменных террас мощность аллювия, по данным экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка», колеблется от 0,5 до 15 *м*, а в пределах поймы — до 11 *м*. Аллювий сложен песками разно-, крупно-, средне- и мелкозернистыми, нередко с гравием и галькой кристаллических пород, суглинками и реже другими породами. Геоморфология и четвертичные отложения бассейна р. Синюха изучены П. К. Заморием и М. Ф. Векличем (1949, 1950).

По району Среднего Побужья имеются многочисленные работы, освещающие геологическое строение, петрографию и полезные ископаемые: М. М. Феофилактова (1851), Н. Барбота де Марни (1869), Д. Н. Соболева (1938 и др.), В. Е. Тарасенко (1898, 1901, 1916, 1925), В. Д. Ласкарева (1914), В. Н. Чирвинского (1920, 1928а, 1928б, 1930, 1941), В. И. Лучицкого (1926, 1927, 1928, 1930, 1934 и др.), Н. И. Безбородько (1925а, 1925б, 1926а, 1926б, 1927, 1931, 1934, 1935), Б. Л. Личкова (1927, 1931, 1933 и другие), В. Г. Бондарчука (1947, 1949 и др.), Л. Г. Ткачука (1934, 1938, 1940, 1945 и др.), М. И. Ожеговой (1927, 1936, 1947 и др.), О. К. Каптаренко (1931), П. К. Замория (1950, 1950а, 1950б), М. Н. Ивантишина (1950) и многих других исследователей.

Изучению минералогии четвертичных отложений уделялось мало внимания, и поэтому в литературе имеются очень скудные и отрывочные данные.

В 1939 г. Гойжевский А. А., Шунько В. И. и Бялковская (1940) производили геологическую съемку среднего Побужья в масштабе 1 : 50 000. Ими впервые были взяты шлихи из современного и более древнего аллювия у сс. Антонев и Завалье. По данным изучения небольшого числа шлихов, ими отмечалось наличие в аллювиальных отложениях ильменита, рутила, циркона, монацита и других минералов.

М. Н. Ивантишин и Е. Н. Николаевская в 1945 году проводили шлиховое опробование осадочных (главным образом, четвертичных аллювиальных) отложений, частью кристаллических пород и их коры выветривания. В результате была составлена шлиховая карта Украины. Они отме-

чали наличие в аллювиальных отложениях на участке Гайворон — Завалье по р. Синюха и в других местах наличие ильменита, рутила, циркона, монацита и ряда других минералов. Это была первая сводка по шлиховому опробованию осадочных и кристаллических пород Украинской ССР.

С 1944 по 1949 год Ф. Е. Лапчик (1947а, 1947б, 1949) проводила исследования по изучению акцессорной минерализации кристаллических пород и минералогического состава, особенно тяжелых фракций некоторых осадочных отложений. На участке Думенки — Хмельник — Винница ею установлено, что в бассейне р. Ю. Буг и ее притоков рек Маточная и б. Вишня как в коренных породах, так и в аллювии присутствует ряд тяжелых минералов, в том числе ильменит, магнетит, рутил, циркон и монацит.

В 1947 г. А. Я. Хатунцевой (1955) совместно с Р. И. Сироштаном было проведено шлиховое опробование аллювиальных отложений долины среднего течения р. Ю. Буг на участке между г. Гайворон и с. Завалье. Исследованиями установлено, что основную массу шлихов (60—90%) обычно составляет электромагнитная фракция, состоящая из граната, ильменита, пироксена, роговой обманки, монацита и ряда других минералов. А. Я. Хатунцевой описано 26 минералов из аллювиальных отложений Побужья. Она обращает внимание на довольно высокий выход шлиха из аллювия, часто достигающий 5—39 *кг/м*^{3} и отмечает, что пироксены, ильменит, магнетит и другие минералы характерны для чарнокито-норитового комплекса пород района.

В 1947—1948 гг. Ю. Ю. Юрк и С. М. Рябоконь (1949) в бассейне р. Синюха, в основном по ее притокам наряду с изучением кристаллических пород проводили шлиховое опробование аллювиальных отложений. В результате ими установлено наличие в них полезных минералов — ильменита, рутила, циркона и монацита.

В 1949 г. М. Н. Ивантишин изучал петрографию кристаллических пород и их состав, особое внимание им уделено исследованию акцессорных минералов. Экспедицией № 16 треста «Союзспецразведка» Министерства металлургической промышленности СССР в 1948—1950 гг. при участии геологов В. В. Мокренок, Ионовой Т. Н., И. В. Мойсеева, В. Ф. Воробьевой, Суанова С. С., Н. И. Рубон, Т. М. Шалимова, Н. В. Богданова, Т. А. Морозовой, А. Д. Арсеньевой и других, в пределах Украинского кристаллического щита, в частности на Побужье, проведены в большом объеме поисково-разведочные работы, которые сопровождались огромным объемом ручного бурения с обязательным шлиховым опробованием осадочных, преимущественно, аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород. В результате этих работ на территории Украинской ССР получен огромный фактический материал, позволивший детально изучить геологию и минералогию четвертичных отложений и связанных с ними россыпных месторождений.

Минералогический состав шлихов из четвертичных отложений района левых притоков р. Ю. Буг — рр. Постолова, Соб и Синюха

Во время поисково-разведочных работ экспедицией 16 треста «Союзспецразведка» проводилось шлиховое опробование осадочных отложений по всем пробуренным скважинам, начиная от поверхности до коренных пород. Пробы для шлиха брались через каждые 0,5 *м*. Объем проб составлял от 1 до 10 *дм*^{3}. Преобладают пробы с объемом в 3—4 *дм*^{3}. Отбор проб производился в пределах речных долин по буровым линиям, расположенным от истоков к устью перпендикулярно руслу.

Выход шлиха из аллювиальных отложений колеблется в широких пределах от нескольких граммов на 1 *м*^{3} породы до 630 *кг/м*^{3} и более, причем современные аллювиальные отложения, представленные суглин-

ками и мелкозернистыми, часто илистыми песками, как правило, содержат небольшое количество тяжелого шлиха. Так, по рр. Соб и Постолова большая половина проб из этих отложений содержит шлиха менее 10—15 *кг/м*^{3}. Выход шлиха из более древнего аллювия, состоящего из песка, особенно, средне-, крупно- и неравномернозернистого характеризуется высокими цифрами, представляющими нередко практический интерес. Средний выход шлиха из этих отложений по рр. Постолова и Соб превышает 20—30 *кг/м*^{3}. Значительное число проб характеризуется выходом шлиха более 100 *кг/м*^{3}. Если учесть, что основную часть шлиха составляет I электромагнитная фракция, состоящая в основном из граната, ильменита, пироксена и амфиболов, то становится очевидным поисковое значение этих данных. Следует отметить, что работами экспедиции 16 треста «Союзспецразведка» велось опробование осадочных отложений, а также верхней части коры выветривания только на редкоземельные минералы. Не устанавливалось количественное содержание в породе ильменита, лейкоксена, рутила, граната, циркона и ряда других ценных минералов.

По инициативе Института геологических наук АН УССР, начиная с 1950 г., ведется работа по изучению полного минералогического состава шлихов из этих россыпных месторождений с целью выявления и комплексного использования в них ряда ценных минералов — ильменита, граната, циркона, лейкоксена рутила и других. Конечно, Институт геологических наук АН УССР не мог эту работу провести в объеме, достаточном для промышленной оценки комплексности месторождений, но тем не менее полученные данные дают основание утверждать, что россыпные месторождения в бассейнах рр. Постолова, Соб, Синюха, а также участки, россыпей, приуроченные к долине р. Ю. Буг, являются комплексными месторождениями редких земель, граната, ильменита, лейкоксена, рутила, циркона.

Данные минералогического состава шлихов района Среднего Побужья приведены в табл. 1, из которой видно, что в состав шлихов из четвертичных аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания района левых притоков р. Ю. Буг — рр. Постолова, Соб и Синюха входит более 70 минералов.

Большое количество минеральных видов, установленное в шлихах, свидетельствует о сложном составе коренных (кристаллических и метаморфических) пород исследованного района.

В данной статье не приводится описание отдельных минералов, за исключением титановых, так как она имеет узкое специальное назначение.

Ниже приводится ряд общих выводов, вытекающих из данных, приведенных в табл. 1.

В шлихах исследованного района почти постоянно присутствуют более 20 минералов. На основании сравнения данных минералогического состава шлихов из аллювиальных отложений и коры выветривания устанавливается прямая генетическая связь их с местными коренными породами. В шлихах из аллювиальных отложений присутствуют минералы, характерные для коры выветривания и коренных пород изученного района.

Данные исследований указывают, что аллювиальные отложения образовались в основном за счет перемыва и переотложения каолинизированной коры выветривания коренных пород исследованного района. Среди изученных нами минералов имеется ряд сингенетических минералов, которые указывают на имевшие место сложные геохимические процессы, происходившие в гипергенных условиях в этой части Украинского кристаллического щита. Здесь отмечены такие сингенетические минералы: пирит, марказит, гидроокислы железа (лимонит), кальцит, сидерит, гид-

Таблица 1

Минералогический состав шлихов левых притоков р. Ю. Буг рр. Постолова, Соб и Синюха

Название минерала	Процент встречаемости минералов в шлихах								
	р. Постолова			р. Соб			р. Синюха		
	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород
Золото	—	4	—	—	—	—	1	—	—
Серебро самородное	6	4	6	—	—	—	—	—	—
Графит	18	18	28	—	1	—	2	—	3
Галенит	—	—	—	11	4	4	—	—	—
Халькопирит	6	4	6	2	3	—	2	10	17
Пирит	35	37	55	6	8	11	16	60	17
Марказит	24	37	28	63	59	63	36	40	56
Арсенопирит	—	—	—	—	—	4	—	—	—
Корунд	82	83	50	37	63	56	33	40	20
Гематит	—	20	11	5	4	4	1	—	—
Ильменит	100	100	100	98	100	100	95	100	100
Шпинель	88	100	67	94	100	92	75	70	43
Магнетит	4	21	17	55	63	82	54	70	43
Титаномагнетит	—	—	—	16	18	15	20	10	23
Рутил	88	100	94	100	100	100	100	100	100
Брукит	—	—	—	5	10	4	17	—	17
Анатаз	88	100	94	58	81	59	78	60	63
Окислы марганца (пиролюзит ?)	—	—	28	—	—	4	—	—	—
Лейкоксен	100	100	94	100	100	96	100	100	100
Касситерит	—	—	—	—	—	44	—	—	—
Кварц	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Кристобалит	25	—	5	—	—	—	—	—	—
Гидроокислы железа (лимонит и др.)	88	79	78	81	71	78	59	80	63
Кальцит	—	4	6	8	—	—	—	—	—
Сидерит	24	33	22	3	3	4	2	—	3
Барит	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Моиацит	100	100	100	97	99	100	100	100	100
Ксенотим	—	—	—	10	30	19	—	—	3
Диккинсонит	6	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	65	67	45	97	100	100	96	80	90

Название минерала	Процент встречаемости минералов в шлихах								
	р. Постолова			р. Соб			р. Синюха		
	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород	Современные аллювиальные отложения	Более древние аллювиальные отложения	Кора выветривания кристаллических пород
Вивианит	—	—	—	5	—	—	—	—	—
Оливин	—	—	—	—	—	4	—	—	—
Циркон	88	100	94	100	100	100	100	100	90
Циркон метамиктный	56	78	86	77	91	85	20	10	27
Циртолит	18	50	61	19	51	56	13	40	3
Малакон	—	—	—	3	6	7	—	—	—
Торит	—	—	—	2	5	—	2	—	—
Топаз	41	46	22	29	44	37	65	80	40
Дистен	88	100	72	100	100	89	100	100	93
Андалузит	76	92	55	61	71	67	56	50	37
Виридин	—	—	—	—	—	—	24	30	17
Силлиманит	71	96	50	94	94	59	94	100	76
Фибролит	—	—	—	—	—	—	16	10	10
Дюмортьерит	—	4	—	—	1	—	8	20	3
Ставролит	100	100	78	92	100	96	100	100	93
Гр. граната:									
альмандин	100	100	100	100	100	100	100	100	100
андрадит, гроссуляр	—	—	—	15	14	26	—	30	—
Сфен	12	37	6	21	43	30	24	100	23
Турмалин	100	100	89	95	100	96	100	100	100
Пироксены (гиперстен, авгит, диосид и др.)	63	84	39	82	85	70	100	—	100
Гр. амфибола (актинолит, тремолит, роговая обманка)	35	37	6	97	98	96	77	70	47
Гр. эпидота	71	83	45	85	96	78	95	90	73
Ортит	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Гр. слюд: биотит	76	92	83	79	79	92	48	40	82
мусковит	12	8	17	5	5	7	1	—	3
Хлорит	18	4	22	—	—	—	—	—	—
Гидрослюды	—	—	—	2	1	—	—	—	3
Гизингерит	—	4	6	13	5	—	7	—	3
Глауконит	6	29	22	6	1	—	65	60	63
Каолинит	12	100	100	—	—	100	—	—	100
Галлуазит	—	—	—	—	—	7	—	—	—
Полевой шпат (альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз и калиевые полевые шпаты)	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Неизвестный минерал	—	—	—	3	4	4	22	—	—

роокислы и окислы марганца, барит, вивианит, гидрослюды, ряд глинистых минералов (каолинит, галлузит, монтронит), гизингерит и другие.

Присутствие в аллювиальных отложениях пирита, марказита и сидерита указывает на восстановительную среду. В других условиях наличие гидроокислов и окислов железа, марганца, а также лейкоксена, свидетельствует о значительном развитии окислительных процессов.

Широкое развитие процессов каолинизации в течение длительного времени геологической истории на территории Среднего Побужья указывает на существование преимущественно кислой среды в коре выветривания кристаллических пород.

Содержание титановых минералов, главным образом ильменита, в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района

В шлихах из четвертичных аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород района левых притоков р. Ю. Буг — рек Постолова, Соб и Синюха присутствуют титановые минералы — ильменит, титаномагнетит, лейкоксен, рутил, брукит, анатаз и сфен. Из них большим распространением пользуются ильменит, лейкоксен и рутил (табл. 1). Значительное распространение в районе имеет также анатаз, но он присутствует в шлихах исключительно в единичных зернах.

Наличие сфена отмечено в $^1/_3$ части изученных шлихов. Малораспространенными минералами в шлихах являются титаномагнетит и брукит.

Ильменит в шлихах из аллювиальных отложений и коры выветривания бассейнов рек Постолова, Соб и Синюха, а также в долине р. Южный Буг на участке от г. Хмельник до г. Первомайск пользуется большим распространением и содержится в них нередко в значительных количествах. Наличие его отмечено почти во всех шлихах.

В табл. 2 приводятся результаты химического анализа ильменита из бассейна р. Соб. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологических наук АН УССР (аналитики Маховка П. П. и Мирская Б. В.).

Таблица 2

Химический состав ильменита из аллювиальных отложений

Место взятия проб	Компоненты, %												
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	H_2O, гигроскопическая	П. п. п.	V_2O_5	Сумма	Удельный вес
с. Березовка	1,50	52,77	—	12,73	31,98	0,40	0,20	0,10	—	0,30	—	99,88	4,57
с. Париевка	0,95	62,25	1,30	4,53	29,45	0,67	0,26	0,14	Сл.	0,93	0,12	100,6	4,50
с. Семиречка	0,52	58,61	1,25	1,41	36,68	0,95	0,28	0,10	Сл.	0,56	0,14	100,5	4,68

Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что ильменит бассейна р. Соб характеризуется высоким содержанием TiO_2 (до 62,25%), что также указывает на значительное изменение его в лейкоксен.

Удельный вес ильменита колеблется от 4,50 до 4,68.

В ильмените из р. Соб присутствуют в значительных количествах Fe_2O_3, а также TiO_2, не связанная с FeO. Часть этих окислов имеет вто-

ричный генезис и образовалась в результате изменения ильменита частично в лейкоксен.

С целью выяснения состава ильменита из аллювиальных отложений р. Соб нами произведен ориентировочный пересчет химических анализов (табл. 3).

Таблица 3

Состав ильменита	с. Березовка	с. Париевка	с. Семиречка
	в процентах		
Ильменит $Ti_{1,0}(FeMnMg)_{1,0}O_3$ . . .	75,6	69	83,2
Fe_2O_3 (гематит) + Fe_2O_3, входящая во вторичные образования — лейкоксен, анатаз и др.	6,5	2,3	0,7
TiO_2 (рутил + TiO_2, входящая в состав вторичных минералов — лейкоксена, анатаза и др.)	17,9	28,7	16,1

Полученные цифры характеризуют процентное содержание компонентов, входящих в состав собственно ильменита (TiO_2, FeO, MnO, MgO) и процентное содержание компонентов, входящих в состав рутила, гематита и лейкоксена, находящихся в ильмените как в виде твердых растворов, включений, так и вторичных продуктов его изменения.

Данные пересчета трех химических анализов показывают, что в аллювиальных отложениях р. Соб содержание собственно ильменита колеблется от 69 до 83%, Fe_2O_3 (гематит + Fe_2O_3, входящая во вторичные образования лейкоксена, анатаза и др.) — от 0,7 до 6,5% и TiO_2 (рутил + TiO_2, входящая в состав вторичных минералов — лейкоксена, анатаза и др.) от 16,1 до 28,7%, что указывает на значительное изменение ильменита.

Сравнивая эти данные с другими районами (р. Ирша) северо-западной части Украинского кристаллического щита, видно, что степень изменения ильменита из аллювиальных отложений четвертичного возраста колеблется примерно в одних и тех же пределах и находится в прямой зависимости от времени и условий их образования, а также от характера пород основных источников питания — коры выветривания и осадочных отложений.

Обращает на себя внимание в пробах ильменита из р. Соб высокое содержание TiO_2, которая не входит в формулу ильменита (16,1—28,7%), а также сравнительно малое количество Fe_2O_3 (0,7—6,5%). По содержанию Fe_2O_3 пробы ильменита р. Соб значительно отличаются от проб ильменита из бассейна р. Ирша.

По данным спектрального анализа проб ильменита, выполненных в спектральной лаборатории Института геологических наук АН УССР (зав. лабораторией О. А. Кульская) в количестве от десятых до тысячных долей процента присутствуют также Ni, Co, Cr, Cu, Pb, Nb, иногда Sc, Zn, Ga, Y, La, Sn.

Данные химического и спектрального анализов также свидетельствуют о сложном химическом составе ильменита из бассейна р. Соб.

Для более полного представления о количественном содержании и размещении ильменита в аллювиальных отложениях и верхней части коры выветривания среднего Побужья приведена табл. 4, диаграммы среднего содержания ильменита в долинах рек Постолова, Соб и Синюха, а также шлиховая карта содержания ильменита в масштабе 1 : 500 000 (приложение 1).

Таблица 4

Содержание ильменита в аллювиальных отложениях и верхней части коры выветривания района Среднего Побужья рр. Постолова, Соб, Синюха и Ю. Буг

Место взятия проб	Содержание, *г/м³*					
	Современные аллювиальные отложения		Более древние аллювиальные *отложения*		Кора выветривания кристаллических *пород*	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
Левые притоки р. Ю. Буг						
р. Постолова						
Южнее с. Люлинцы . .	20—724	265	4012	—	11—609	178
с. Гулевцы	3—1584	708	26—1949	1512	2093	—
с. Голяки	7—842	671	100—7688	4709	11—3379	2509
с. Байковка	14—3858	2104	4—18481	6012	663	—
м. Янов	3—17443	3621	11—26271	10216	3—9073	6477
р. Соб						
с Нападовка	10—744	195	656—3470	1831	291—9180	3331
Севернее с. Березовка .	4—82	43	833	—	—	—
с. Березовка	—	—	3258—17260	8759	5975	—
с. Каменка	—	—	2435—15040	7202	—	—
с. Гордеевка	26	—	505—1331	919	—	—
с. Грицик	68	—	781	—	208	—
с. Павловка	425	—	1930	—	134	—
Восточнее м. Ильинцы .	160—3711	1012	2166—7200	4331	788—1300	1071
с, Париевка	10—1275	463	34—11565	2240	53—278	142
с. Жаданы	175	—	2785—3710	3233	—	—
м. Стар. Дашев	560	—	2633	—	3394	—
м. Нов. Дашев	10—215	67	1318—51075	19736	1678	—
с. Каменогорка	8—14	11	—	—	9	—
с. Семиречка	250	—	3428—8883	6155	—	—
с. Карбовка	3—1750	406	3625—7835	5917	30—171	101
м. Гайсин	15—69	42	366—1383	631	566	—
с. *Марьяновка*, устье р. Кублич	137	—	869	—	—	—
с. Марьяновка	652	—	313—1589	1088	—	—
с. Бубновка	16	—	782—1432	1107	280	—
Устье р. Соб.	573	—	1436	—	—	—

Продолжение табл. 4

Место взятия проб	Содержание, г/м³					
	Современные аллювиальные отложения		Более древние аллювиальные отложения		Кора выветривания кристаллических пород	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
р. Синюха						
Севернее с. Н. Архангельск	6739—12014	9531[1]	—	—	8767—31324	22671
Севернее с. Н. Архангельск	310—900	615	—	—	1323	—
с. Левковка	99—4703	1556	—	—	287—6450	1851
с. Владимировка	347—2770	2042	—	—	670	—
Восточнее м. Покатилова	40—71	56	—	—	1040—1452	1246
с. Когутовка	97—4456	1123	—	—	Знаки—1130	565
Южнее с. Когутовка	283—920	601	—	—	248	—
с. Волчья Балка	90—376	234	—	—	1141—2303	1689
с. Корытно	155—1122	689	—	—	—	—
с. Осички	11—15138	1078	—	—	—	—
р. Горный Тикич						
Западнее с. Зеленый Рог	18—100	59	—	—	—	—
р. Гнилой Тикич						
с. Песчаное	—	—	—	—	32	—
с. Шостаковка	288	—	—	—	—	—
с. Каменный Брод	128	—	—	—	—	—
м. Лысянка	369	—	—	—	—	—
м. Звенигородка	180	—	—	—	—	—
м. Екатеринополь	490	—	—	—	—	—
с. Бродецкое	236	—	—	—	Знаки	—
р. Черный Ташлык, левый приток р. Синюха у (устья)	1018—3775	2396	—	—	2969	—
б. Торговица Лев. прит. р. Синюха	—	—	—	—	180	—
б. Торговица Лев. прит. р. Синюха	203	—	—	—	412—10485	3884
б. Торговица Лев. прит. р. Синюха	560—1184	878	—	—	1360	—
б. Фартухово, правый приток р. Торговица	27—40	33	—	—	50	—

[1] Содержание ильменита в современных и более древних аллювиальных отложениях четвертичного возраста.

Продолжение табл. 4

Место взятия проб	Содержание, *г/м³*					
	Современные аллювиальные отложения		Более древние аллювиальные отложения		Кора выветривания кристаллических пород	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
Кагарлык, левый приток р. Синюха	274 [1]	—	—	—	1592	—
Левый приток р. Ю. Буг р. Снивода	—	—	—	—	—	—
Юго-восточнее с. Жигаловка	70—1026	428	—	—	260—611	416
Правый приток р. Ю. Буг р. Ров	—	—	—	—	—	—
с. Демидовка	23—6409	3216	—	—	—	—
р. Ю. Буг						
м. Хмельник	7—4042	1046	—	—	Знаки—1038	213
с. Гущинцы	228—778	604	—	—	509—968	762
с. Канава	45—57	55	—	—	178—1400	523
с. Сумовка	377	—	—	—	—	—
Севернее с. Шумилова	317	—	—	—	—	—
р. Савранка у с. Байбузовка	275	—	—	—	—	—

Из табл. 4 видно, что содержание ильменита в современных аллювиальных отложениях исследованного района колеблется в широких пределах от 3 до 17 443 *г/м³*. Содержание ильменита более 1 *кг/м³* отмечено в долине р. Постолова у сс. Гулевцы, Байковка, Янов, в долине р. Соб, восточнее м. Ильинцы, у сс. Париевка, Карбовка, в долине р. Синюха, севернее м. Ново-Архангельск, сс. Левковка, Владимировка, Когутовка, Корытно, Осички, по левым притокам р. Синюха — р. Черный Ташлык, Торговица и в других местах. В долине р. Ю. Буг повышенное содержание ильменита отмечено у м. Хмельник.

Высокое содержание ильменита обнаружено в нижнем течении р. Постолова у м. Янов — 17 443 *г/м³*, по р. Синюха севернее м. Ново-Архангельск — 12 014 *г/м³*, у с. Осички — 15 138 *кг/м³*.

Следует отметить, что повышенное содержание ильменита, лейкоксена, рутила и ряда других тяжелых минералов приурочено к более древним аллювиальным отложениям нового и среднего отделов четвертичной системы. Так, высокое содержание ильменита в этих отложениях отмечено в долине р. Постолова у сс. Люлинцы, Гулевцы, Голяки, Байковка, м. Янов, т. е. почти на всем протяжении течения реки. У с. Байковка и у м. Янов содержание ильменита составляет по ряду проб более 15 *кг/м³*. В долине р. Соб повышенное содержание ильменита выявлено у сс. Нападовка, Березовка, Каменка, восточнее м. Ильинцы, у с. Париевка, с. Жаданы, у м. Нов. Дашев, у сс. Семиречка, Кабровка и другие. Высо-

[1] Содержание ильменита в современных и более древних аллювиальных отложениях четвертичного возраста.

кое содержание ильменита в долине р. Соб наблюдается у сс. Березовка (17 260 *г/м*³), Каменка (15 040 *г/м*³). Восточнее м. Ильинцы (7200 *г/м*³), с. Париевка (11 565 *г/м*³), у м. Нов. Дашев содержание ильменита составляет 51 075 *г/м*³; также наблюдается высокое содержание его ниже по течению р. Соб у сс. Семиречка, Карбовка и других.

Содержание ильменита в верхней части коры выветривания Среднего Побужья колеблется также в широких пределах от знаков до 31 *кг/м*³. Повышенное содержание ильменита выявлено в коре выветривания кристаллических пород района в долинах рек: Постолова у с. Гулевцы, Голяки, у м. Янов; р. Соб у сс. Нападовка, Березовка, мм. Ильинцы, Нов. и Стар. Дашев; по р. Синюха севернее м. Ново-Архангельск, у с. Левковка, восточнее м. Покатилово, по левым притокам р. Синюха — рр. Торговица, Кагарлык. В долине р. Ю. Буг повышенное содержание ильменита наблюдается у м. Хмельник, сс. Гущинцы, Канава.

Высокое содержание ильменита в коре выветривания кристаллических пород исследованного района Среднего Побужья установлено в нижнем течении р. Постолова у м. Янов (9073 *г/м*³), по р. Соб у с. Нападовка (9180 *г/м*³), по р. Синюха севернее м. Ново-Архангельск (31 324 *г/м*³) и в других местах.

Приведенные выше данные о содержании ильменита в аллювиальных отложениях и коре выветривания кристаллических пород исследованного района в табл. 4, на диаграммах (рис. 1) и шлиховой карте (прилож. 1), свидетельствуют о сравнительно высоком содержании этого ценного минерала в ряде мест исследованного района. Наблюдается прямая генетическая связь и непосредственная зависимость количественного содержания ильменита в аллювиальных отложениях от их коренного источника питания — коры выветривания кристаллических пород дресвы и первичных каолинов.

На диаграммах и карте также наглядно показано расположение участков с повышенным содержанием ильменита, где необходимо в первую очередь возобновить разведочные работы по изучению россыпей в этом районе.

Лейкоксен в шлихах из аллювиальных отложений исследованного района Среднего Побужья пользуется большим распространением. Он отмечен почти во всех шлихах, но количество его в пробах обычно незначительное — от сотен граммов до 1—3 *кг/м*³.

Лейкоксен — коричнево-бурого, красно-бурого, стально-серого, серого, желто-бурого, светло-желтовато-белого до почти белого цвета. Встречается в виде зерен неправильной угловатоокатанной формы. Непрозрачный, с характерным глянцевидным блеском, присущим только этому минералу. Твердость варьирует от 4 до 6, но есть и более мягкие зерна (белого цвета и др.).

Лейкоксен в исследованном районе обычно является вторичным минералом по широко распространенному здесь ильмениту, но иногда наблюдаются псевдоморфозы лейкоксена по сфену и анатазу.

Под микроскопом лейкоксен прозрачный до полупросвечивающего и непрозрачного. Анизотропный до аморфного. Показатель преломления очень высокий. Лейкоксен обладает различными по силе электромагнитными свойствами. По существу лейкоксены в этом районе не отличаются от изученных нами и А. Я. Хатунцевой (1954, 1955) лейкоксенов из россыпей ильменита бассейна р. Ирша.

Рутил в исследованном районе пользуется большим роспространением; он отмечен почти во всех шлихах в количестве от 5 до 50% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции.

Рутил черного, темно-красного, оранжево-красного и оранжево-желтого цвета. Обычно в виде мелких призматических кристаллов, иногда двойников и удлиненных окатанных зерен.

Содержание рутила в шлихах из аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания исследованного района Среднего Побужья характеризует табл. 3.

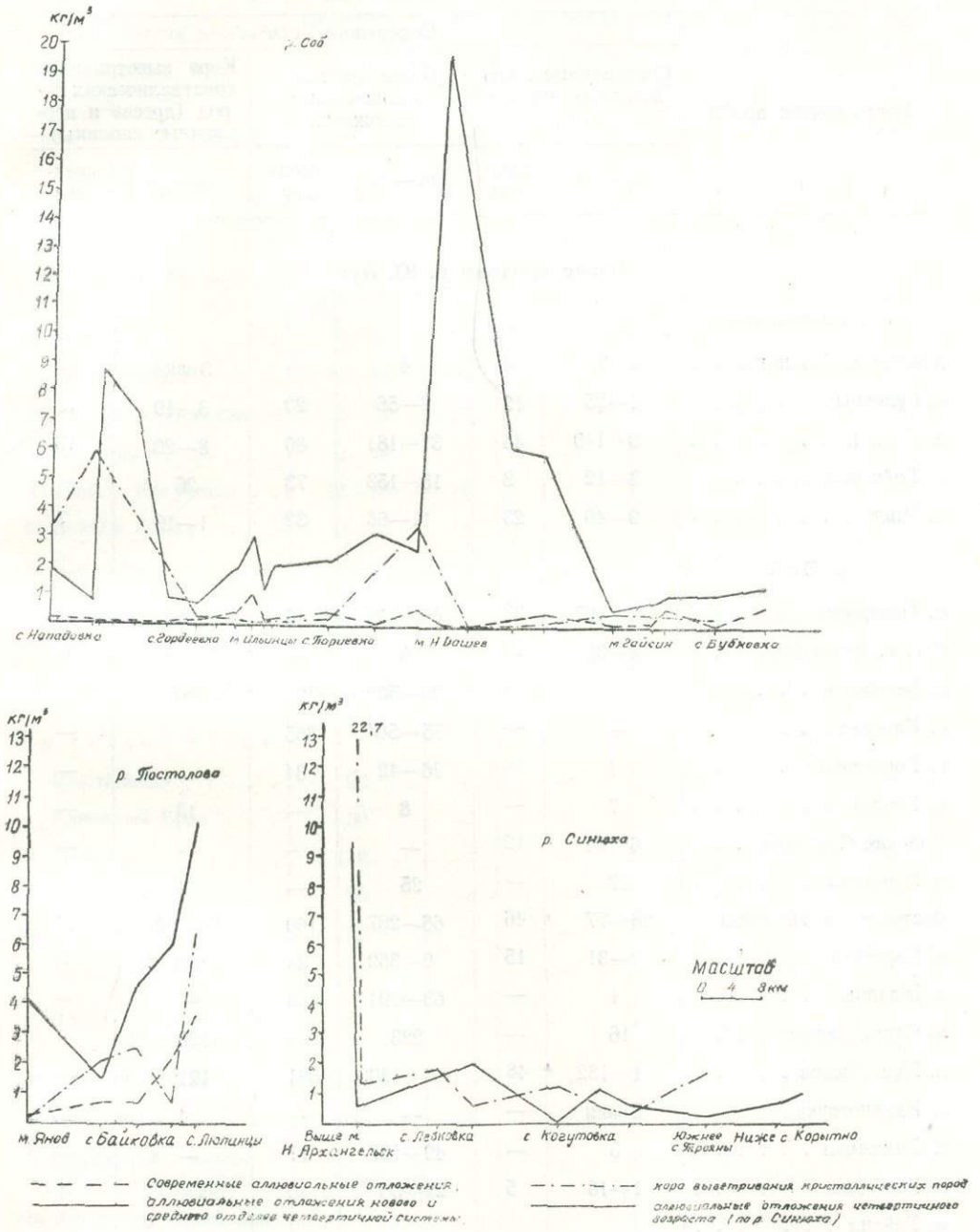


Рис. 1. Диаграммы среднего содержания ильменита по буровым линиям левых притоков р. Ю. Буг — рр. Постолова, Соб и Синюха.

Из табл. 3 видно, что содержание рутила в аллювиальных отложениях левых притоков р. Ю. Буг — в долинах рр. Постолова, Соб и Синюха, а также в среднем течении р. Ю. Буг невысокое и обычно не превышает 100, реже 200 *г/м*³. Только в долине р. Соб в ряде мест наблюдается повышенное содержание рутила. В долине р. Соб у сс. Березовка,

Таблица 5

Содержание рутила в шлихах из аллювиальных отложений Среднего Побужья рр. Постолова, Соб, Синюха, Ю. Буг и др.

Место взятия пробы	Содержание, г/м³					
	Современные аллювиальные отложения		Более древние аллювиальные отложения		Кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины)	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
Левые притоки р. Ю. Буг						
р. Постолова						
Южнее с. Люлинцы	1—7	4	4	—	Знаки	—
с. Гулевцы	1—25	12	2—56	20	3—19	11
с. Голяки	9—149	44	37—181	80	8—20	13
с. Байковка	3—12	8	15—153	73	26	—
м. Янов	9—40	23	11—66	32	1—19	7
р. Соб						
с. Нападовка	2—107	23	66—213	115	9—27	18
Сев. с. Березовка	4—30	17	26	—	—	—
с. Березовка	—	—	90—500	197	26	—
с. Каменка	—	—	75—564	365	—	—
с. Гордеевка	1	—	26—42	34	—	—
с. Грицик	7	—	8	—	13	—
Лядская Слободка	6—24	12	—	—	—	—
с. Павловка	17	—	25	—	4	—
Восточнее м. Ильинцы	28—77	46	66—267	169	26—62	49
с. Париевка	2—31	15	2—369	84	Знаки—31	8
с. Жаданы	1	—	63—194	129	—	—
м. Стар. Дашев	16	—	223	—	120	—
м. Нов. Дашев	1—182	48	66—1303	521	121	—
с. Каменогорка	Знаки	—	—	—	4	—
с. Семиречка	3	—	49—127	77	—	—
с. Карбовка	1—13	5	29—55	40	Знаки—7	4
м. Гайсин	Знаки—8	4	14—56	28	16	—
м. Марьяновка устье р. Кублич	37	—	25	—	18	—
с. Марьяновка	40	—	3—82	40	—	—
с. Бубновка	Знаки—6	3	33—81	57	15	—
Устье р. Соб	2—59	40	13—135	70	60	—

Продолжение табл. 5

Место взятия пробы	Содержание, г/м³					
	Современные аллювиальные отложения		Более древние аллювиальные отложения		Кора выветривания кристаллических пород (дресвы и первичных каолинов)	
	от—до	среднее	от—до	среднее	от—до	среднее
р. Синюха						
Севернее м. Н. Архангельск	43—329[1]	167[1]	—	—	Знаки—14	5
Севернее м. Н. Архангельск	23—60	39	—	—	31	—
с. Левковка	13—360	85	—	—	7—186	82
с. Владимировка	20—337	209	—	—	37	—
Восточнее м. Покатилово	2—32	17	—	—	Знаки— 2	6
с. Когутовка	2—29	12	—	—	5—40	23
Южнее с. Когутовка	13—15	14	—	—	12	—
с. Волчья Балка	3—13	8	—	—	7—34	25
с. Корытно	6—94	51	—	—	—	—
с. Осички	Знаки—146	30	—	—	—	—
р. Горный Тикич						
Западнее с. Зеленый Рог	Знаки—53	30	—	—	—	—
р. Гнилой Тикич						
с. Шостаковка	24	—	—	—	—	—
с. Каменный Брод	30	—	—	—	—	—
м. Лысянка	110	—	—	—	—	—
м. Звенигородка	66	—	—	—	—	—
м. Екатеринополь	32	—	—	—	—	—
с. Бродецкое	33	—	—	—	4	—
Левые притоки р. Синюха						
р. Черный Ташлык	10—24	17	—	—	16	—
р. Торговица	Знаки—34	28	—	—	Знаки—38	14
б. Фартухова, правый приток р. Торговица	Знаки	—	—	—	Знаки	—
р. Кагарлык, левый приток р. Синюха	11	—	—	—	56	—
р. Ю. Буг						
м. Хмельник	2—225	28	—	—	2—32	8
с. Гущинцы	15—60	30	—	—	—	—

[1] *Содержание рутила в современных и более древних аллювиальных отложениях* четвертичного возраста.

Каменка рутила 500—564 *г/м*³, а в районе м. Новый Дашев отмечены пробы с содержанием до 1303 *г/м*³. В целом содержание рутила в аллювии исследованного района невысокое и не представляет большого практического интереса.

Брукит в шлихах исследованного района встречается очень редко и исключительно в единичных зернах. Брукит светло-желто-бурого, соломенно-желтого и оранжево-желтого цвета. В виде обломков кристаллов пластинчатой формы, с характерной ребристой поверхностью. С полуметаллическим блеском, полупросвечивающий. Реакция на титан положительная.

Под микроскопом прозрачный, с очень высоким двупреломлением и показателем преломления. Двуосный, положительный.

Анатаз пользуется значительным распространением в шлихах исследованного района. Отмечен в единичных зернах в большей части изученных шлихов.

Анатаз голубовато-синего, синевато-серого, голубовато-серого, голубовато-желтого, коричнево-бурого до черного, серовато-бурого и темно-синего цвета. Обычно в виде мелких кристаллов и их сростков бипирамидальной и таблитчатой формы; также в виде зерен неправильной формы, нередко хорошо окатанных.

Сфен — в шлихах из аллювиальных отложений и верхней части коры выветривания пользуется небольшим распространением. Отмечен в единичных зернах примерно в третьей части изученных проб. Повышенное содержание сфена, составляющее более 70% веса тяжелой неэлектромагнитной фракции шлиха, отмечено в долине р. Соб у с. Париевка из дресвы гранита. В этом шлихе сфен присутствует в ассоциации с такими минералами: кварц и полевой шпат в сростках с амфиболом, гранат, ильменит, лейкоксен, эпидот, монацит, турмалин и ставролит; в единичных знаках также присутствуют магнетит, пироксен, биотит, марказит, ксенотим, шпинель, рутил, циркон, апатит и андалузит.

Сфен коричнево-бурого, красновато-буровато-желто-бурого и желто-бурого цвета.

Из табл. 1, 4 и 5 видно, что район Среднего Побужья, особенно левые притоки р. Ю. Буг — рр. Постолова, Соб и Синюха, характеризуются повышеным содержанием титановых минералов ильменита, лейкоксена, в меньшей степени рутила, и в незначительных количествах, преимущественно в единичных зернах, присутствуют брукит, анатаз, сфен и титаномагнетит.

В бассейнах рек Постолова, Соб, Синюха, пользуются распространением россыпные месторождения монацита. Поэтому повышенное содержание в них ряда других ценных минералов — ильменита, лейкоксена, рутила, циркона и граната приобретает особый интерес.

О направлении дальнейших поисково-разведочных работ в этом районе

Приведенные выше результаты минералогического изучения шлихов и особенно характеристика количественного содержания титановых минералов в аллювиальных отложениях и верхней части коры выветривания обширного района Среднего Побужья указывают на сравнительно высокое содержание в них титановых минералов (главным образом, ильменита, в меньшей степени лейкоксена и рутила). В ряде участков речных долин левых притоков р. Ю. Буг — рр. Постолова, Соб и Синюха содержание ильменита в россыпях достигает 10 *кг/м*³ и больше. Эти данные сами по себе представляют практическую ценность, а если учесть, что в россыпях наряду с ильменитом, лейкоксеном и рутилом находятся в повышенном количестве также циркон, гранат и монацит, то ценность россыпных месторождений, развитых в этом районе, значительно возра-



Приложение 1. Шлиховая карта среднего содержания ильменита в долине среднего течения р. Ю. Буг от г. Хмельник до г. Первомайск и ее левых притоков—Постолова, Соб и Синюха.

стает. Гранат и циркон из россыпей р. Соб, например, содержит в себе ценный рассеянный элемент — скандий. Кроме того, в гранатах присутствуют малые количества иттрия, а в цирконах содержится гафний.

Огромный материал, полученный в результате поисково-разведочных и научно-исследовательских работ экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка» и Института геологических наук АН УССР позволяет предполагать наличие россыпей также в пределах надпойменных террас. По ряду буровых линий пласт россыпи в пойме не выклинивается, а продолжается в стороны от русла реки. Так, в долине р. Постолова в районе с. Люлинцы, южнее м. Глинск, сс. Гулевцы, Писаревка, севернее с. Голяки, с. Байковка и м. Янов пласт россыпи, прослеживающийся в пределах надпойменных террас, нередко увеличивает свою мощность в сторону борта долины. Этот погребенный пласт россыпи установлен рядом скважин, но не разведан до выклинивания.

Долина р. Соб достаточно детально разведана только в пределах пойменной террасы, а более перспективные надпойменные террасы почти совершенно не изучены. В первую очередь пласт россыпи следует разбурить до выклинивания в верхнем и особенно в среднем течении р. Соб, примерно от с. Нападовка, вниз по течению реки в районах населенных пунктов Липовец, Гордеевка, Троща, Ильинцы, Париевка, Даньковка, Новый Дашев и до с. Каменогорка. Имеется меньше данных по району бассейна р. Синюха, поэтому необходимо больше внимания уделить изучению этого огромного по площади бассейна; и несомненно, что в ряде мест долины р. Синюха и ее многочисленных, нередко больших притоков возможно наличие россыпей ценных минералов, в том числе и ильменита. Данные изучения сравнительно небольшого числа шлихов показывают, что аллювиальные отложения и кора выветривания кристаллических пород (дресва и первичные каолины) содержат местами значительные концентрации ильменита (район долины р. Синюха севернее м. Ново-Архангельск, р. Торговица и другие).

Очень мало имеется данных о наличии россыпей ценных минералов, приуроченных непосредственно к долине р. Ю. Буг от г. Хмельник до г. Первомайска.

В заключение следует отметить, что территория Среднего Побужья в целом характеризуется наличием в ряде районов приуроченных к речным долинам россыпных месторождений монацита, содержащих также повышенные количества титановых минералов ильменита, лейкоксена и реже рутила, и является весьма перспективной для постановки поисково-разведочных работ.

Обширные площади Среднего Побужья еще недостаточно изучены. Если это в полной мере относится к современной гидрографической сети, то данные о наличие россыпей, приуроченных к древней гидрографической сети района почти совершенно отсутствуют.

В первую очередь следует изучить в этом отношении бассейны таких рек и их междуречья как Постолова, Снивода, Соб, Синюха и других более мелких рек, впадающих слева в р. Ю. Буг.

При ведении поисково-разведочных работ, с целью поисков россыпных месторождений, нужно ориентироваться на открытие древних погребенных россыпей, которые богаче ценными минералами и несравненно больше по размерам, чем легко доступные для изучения россыпи, приуроченные к современным поймам малых рек Правобережной части Украинской ССР.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТИТАНА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

А. Я. Хатунцева, С. И. Гурвич, В. Н. Чмыхал

В настоящей статье публикуются материалы по выявленным впервые на территории северной окраины Украинского кристаллического щита в пределах бассейна р. Уборть элювиальным россыпям ильменита. Эти россыпи установлены в конце 1955 г. в процессе поисково-разведочного бурения ГРП № 4 Центральной ревизионной экспедиции «Главолово» в районе сс. Юрово и Замысловичи.

Краткие сведения о коренных источниках

Не останавливаясь подробнее на геологической характеристике района, которая дана в этом же сборнике при описании оловоносных россыпей, приведем лишь необходимые сведения об основных породах как коренных источниках.

Согласно имеющимся литературным сведениям, в этой части Украинского кристаллического щита значительным распространением пользуются основные породы эффузивных и гипабиссальных фаций, которые вследствие плохой обнаженности района еще слабо изучены. Однако уже по имеющимся данным совершенно несомненной является принадлежность их к разновозрастным образованиям от наиболее древних архейских до наиболее молодых, палеозойских (?). К архейским метаморфизованным основным породам А. Н. Козловская (1952) относит все амфиболиты района. Амфиболиты встречаются среди мигматитов кировоградского гранита и среди пержанских гранитов, образуя среди последних наиболее крупные выходы к востоку от сс. Сущаны и Замысловичи. Массив габбро-амфиболита у с. Сущаны площадью около 0,2 *км*^{2} Ю. И. Половинкина считает комагматом осницкого гранита — первой основной фазой интрузии. Действительно, если сравнивать описание этих пород в отчете С. И. Евсеевой, А. Д. Ракитина и др. (1952) с описанным Л. Г. Ткачуком (1948) амфиболовым габбро, распространенным в виде небольших массивов среди осницких гранитов в Ровенской области, то обращает на себя внимание ряд общих особенностей как, например, зональный характер плагиоклаза, следы воздействия интрузии осницкого гранита и т. д. Это воздействие для района с. Сущан проявляется в появлении калиевого полевого шпата и в переходе основных пород к востоку (в направлении контакта с осницкими гранитами) в гибридные породы состава биотито-роговообманкового гранодиорита или кварцевого монцонита.

Довольно часто в описываемом районе встречаются диабазовые порфириты, относимые А. Н. Козловской и А. Д. Ракитиным к эффузивной фации основных пород коростенского интрузивного комплекса. Они обна-

руживаются в виде жил и ксенолитов (?) в породах различного возраста и так как сами диабазовые породы нередко метаморфизованы, возможно, что и они не являются одновозрастными образованиями. Иногда диабазы образуют маломощные жилы в гнейсово-мигматитовой толще (р-н с. Хочин) и сланцах сущанской свиты (р-н с. Рудня Хочинская); в ряде случаев характер залегания их неясен (С. И. Евсеева, А. Д. Ракитин и др., 1952).

Работами ГРП № 4 юго-западнее с. Юрово на заболоченном участке левобережья р. Уборть в 1,68—2,96 *км* от реки вскрыт на глубине 1—3 *м* элювий основных пород с высокими концентрациями ильменита и титаномагнетита (20—120 *кг/м*^{3}). В пределах этого заболоченного участка в рельефе выражены два параллельных небольших всхолмления, вытянутых в северо-восточном направлении. На поверхности северной из этих возвышенностей встречаются отдельные небольшие (до 0,5 *м*) обломки серой до темно-серой крупнозернистой основной породы, которая по внешнему виду напоминает габбро-лабрадориты коростенского интрузивного комплекса. В дресве этих пород в более выветрелых обломках хорошо видна габбровая структура породы. В тяжелой фракции шлиха, кроме ильменита и нередко титаномагнетита, составляющих основную массу, присутствуют также оливин и моноклинный пироксен. Моноклинный пироксен и плагиоклаз содержат игольчатые включения ильменита, приуроченные к плоскостям спайности. Моноклинный пироксен характеризуется показателями преломления $Np = 1{,}688 \pm 0{,}002$; $Ng = 1{,}718 \pm 0{,}002$, т. е. почти равными пироксенам из бассейна р. Ирша, для которых $Np = 1{,}693$; $Ng = 1{,}722$, что свидетельствует о их очень близком составе.

Весьма показательным является высокое содержание в породах ильменита, магнитного ильменита с содержанием TiO_2 — 50,02% и титаномагнетита, что также сближает их с габбро-лабрадоритами коростенского комплекса.

Химическим анализом образца из обломков пород, встречающихся на поверхности над массивом основных пород к северо-западу от с. Юрово, устанавливается петрохимическое родство их с основными породами коростенского интрузивного комплекса. При пересчете данных химических анализов пород Володарск-Волынского габбро-лабрадоритового плутона, приведенных для сравнения, обнаруживается наибольшее сходство основной породы из окрестностей с. Юрово с темными ирризирующими лабрадоритами Добрынского, Головинского карьеров, лабрадоритом окрестностей с. Паромовка, габбро-анортозитом (по Н. Т. Вадимову) с. Салы и др. (табл. 1).

Приведенные в табл. 1 числовые характеристики весьма близки к среднему составу лабрадорита по Дэли (А. Н. Заварицкий, 1950), но несколько отличаются от последнего бо́льшим относительным количеством атомов, входящих в темноцветные минералы (b) и меньшими относительными количествами атомов кальция, входящими в алюмосиликаты (c). Эти отличия довольно хорошо выдерживаются, отображая промежуточное положение этих пород между лабрадоритами и габбро-норитами, в связи с чем их следует обозначать как габбро-лабрадориты. От почти мономинеральных лабрадоритов они отличаются как более высоким количеством темноцветных минералов и несколько пониженной основностью плагиоклаза, так и повышенными содержаниями двуокиси титана.

Проанализированный габбро-лабрадорит из окрестностей с. Юрово отличается от сравниваемых пород Володарск-Волынского массива лишь своей немного большей щелочностью (a). Однако среди щелочей окись натрия содержиться в количестве почти в три раза большем, чем окись калия. Особенность такого их соотношения в лабрадоритовых породах Володарск-Волынского массива основных пород отмечена И. Л. Личаком (1955).

Таблица 1

Состав габбро-лабрадорита из с. Юрово

№ п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П.п.п.	Сумма
1	51,77	0,74	23,34	1,33	3,59	0,08	2,11	8,92	4,36	1,53	0,51	0,20	0,22	1,11	99,81

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п.п.	S	*a*	*c*	*b*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*a/c*
1	66,0	13,0	10,8	10,2	—	49,2	38,8	11,9	81	1,2
2	68,3	10,9	10,4	10,4	—	56,9	23.0	20,1	79	1,0
3	65,5	10,1	11,9	12,5	—	55,4	40,4	4,2	89	0,9
4	67,5	8,8	12,4	11,2	—	42,7	49,3	9.0	81	0,7
5	64,5	12,2	8,6	14.7	—	54,5	24,7	20,8	80	1,4
6	65,7	13,4	8,5	12,4	—	35,3	34,1	30,6	78	1,5
7	66,9	10,6	16,7	5,8	—	44.1	42,5	16,4	88	0,6

1. *Габбро-лабрадорит. Окрестности* с. Юрово (лаборатория Института геол. наук АН УССР, аналитик Мирская Б. В.).
2. Темный ирризирующий лабрадорит. Добрынь (Безбородько Н. И., 1935).
3. Темно-серый лабрадорит. Окрестности с. Паромовки (И. Л. Личак, 1955).
4. Габбро-анортозит, р. Тростяница, с. Салы (Н. Т. Вадимов, В. И. Шунько, 1947—1948 гг.).
5. Габбро-анортозит, р. Ирша, севернее ж.-д. водокачки (Н. Т. Вадимов, В. И. Шунько, Т. П. Демьянова, 1947).
6. Темный лабрадорит. Головинский карьер (Безбородько Н. И., 1935).
7. Числовые характеристики среднего состава лабрадорита по Дэли (А. Н. Заварицкий, 1950).

Второй массив ильменитоносных основных пород вскрыт по коре выветривания у с. Замысловичи. Территориально он располагается в районе контакта пержанских гранитов с архейскими гнейсово-мигматитовыми породами, являющимися, повидимому, той ослабленной зоной, вдоль которой в дальнейшем происходила интрузия основных пород. Ильменит этого участка в значительной степени является магнетитсодержащим (попадает в магнитную фракцию), возможно в связи со спецификой образования его в приконтактовых зонах массива основных пород, как это отмечалось и в бассейне р. Ирша у с. Шершни и в других местах.

Характеристика россыпей ильменита

Россыпи ильменита вскрыты буровой линией в районе сс. Замысловичи и Юрово. Они приурочены, главным образом, к коре выветривания массивов основных пород, отмечаемых в этом районе впервые.

К западу от с. Юрово массив ильменитоносных основных пород вскрыт на протяжении почти 1300 *м*. Мощность покрывающей его осадочной толщи равна всего 0,5—2,5 *м*, реже до 3,5 *м* и только в зоне контакта увеличивается до 6 *м*. Поверхность массива слабо волнистая с общим небольшим повышением (до 4—5 *м*) к северо-западу (рис. 1). Создающие волнистую поверхность массива понижения и поднятия

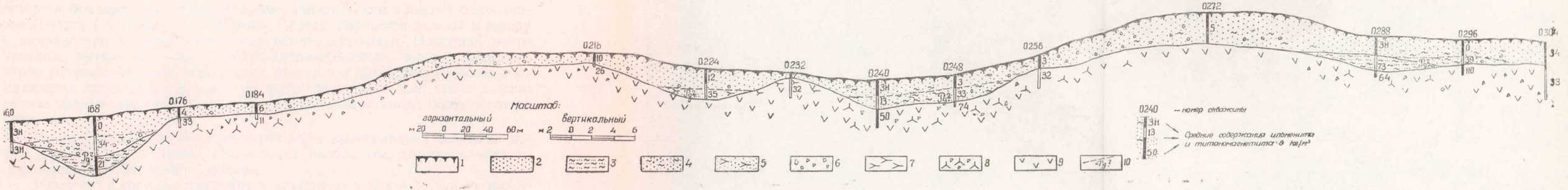


Рис. 1. Геологический разрез через полесскую равнину к западу—северо-западу от с. Юрово.

1 — почвенный слой; *2* — песок мелкозернистый; *3* — суглинки; *4* — песок глинистый; *5* — песок каолинистый; *6* — обломки кристаллических пород; *7* — вторичный каолин; *8* — дресва каолинизированная; *9* — кристаллические породы; *10* — граница глауконитсодержащих отложений палеогена (частично перемытых).

имеют амплитуду от 2 до 4—5 *м*. Два более заметных повышения в рельефе по окраинам массива имеют общее превышение над наибольшим понижением в районе южного контакта до 10—12 *м*.

Кора выветривания массива основных пород на данном участке имеет небольшую мощность—от 0,25 до 2 *м*, местами совсем отсутствует. Она представлена дресвой и структурными глинами темно-желто-бурыми, серыми до темно-серых, которые книзу обычно переходят в дресву.

В коре выветривания фиксируются высокие содержания ильменита и титаномагнетита, обычно в пределах 27—120 *кг/м*^{3}, реже 8—16 *кг/м*^{3}. Среднее содержание по разрезу составляет 44 *кг/м*^{3}.

Массив основных пород, судя по вскрытой бурением станками «Эмпайр» коре выветривания с содержанием ильменита до нескольких сот *кг/м*^{3}, прослеживается в виде довольно узкой полосы от района с. Юрово к северу на расстоянии почти 12 *км*. Ширина полосы основных пород на юге равна 1000—1300 *м*, в северном направлении она быстро суживается до 100—200 *м*. Простирание этого тела крупнозернистых габбро-лабрадоритовых пород от субмеридионального в южной более широкой части (к западу от сс. Юрово, Перга) сменяется дальше к северу в направлении с. Рудня Хочинская северо-восточным. Подобная почти линейная вытянутость тела габбро-лабрадоритовых пород в основном вдоль контактовой зоны пержанских гранитов с архейским гнейсово-мигматитовым комплексом наводит на предположение о том, что в данном случае эрозией возможно вскрывается подводящий канал более крупной интрузии.

По простиранию полосы развития коры выветривания основных пород к северу от с. Юрово в отдельных пробах содержание ильменита достигает 456—592 *кг/м*^{3} и больше.

Ильменит в коре выветривания присутствует в обломках плохо оформленных кристаллов преимущественно изометричного или толстотаблитчатого и пластинчатого габитуса, а также в зернах неправильной формы, часто на поверхности с обохренными налетами. Он черный с полуметаллическим и более матовым блеском, нередко встречается в сростках с пироксенами и апатитом.

В шлихах основная масса ильменита часто характеризуется размерами больше 1 *мм*.

Титаномагнетит присутствует обычно в подчиненном количестве, однако по окраинам массива отмечается резкое обогащение титаномагнетитом, где он находится в равных с ильменитом и даже гораздо больших количествах (рис. 1, скв. 0288, 0296, 0176). Одновременно отмечается увеличение в содержании оливина. Титаномагнетит обнаруживается в виде неправильных зерен или плохо оформленных часто оплавленных кристаллов изометричного облика (рис. 2). В отдельных случаях различаются обломки октаэдров, в большинстве же очевидно развиты более сложные формы.

Химическими анализами, выполненными С. А. Панченко и Б. В. Мирской в лаборатории Института геологических наук АН УССР, подтверждается принадлежность минералов к ильмениту и титаномагнетиту (табл. 2), причем последний отличается сравнительно высоким содержанием двуокиси титана (25,21%). Титаномагнетит отличается от ильменита меньшим содержанием TiO_2, а также второстепенных примесей MgO и MnO и относительно бóльшими количествами Cr_2O_3 и V_2O_5. Ильменит с. Юрово и магнитный ильменит из с. Замысловичи очень близки по своему составу. Дебаеграммы, выполненные и рассчитанные А. А. Карпенко в рентгеноструктурной лаборатории Института геологических наук АН УССР, указывают на сложный характер структуры исследуемого титаномагнетита, у которого, кроме хорошо выраженных линий магнетита, обнаруживаются также характерные для ильменита линии с межплоскост-

ными расстояниями 3,73; 2,74; 2,23; 1,861; 1,501; 1,465 (табл. 3). Следовательно, *титаномагнетит не является мономинеральным образованием*, а представляет собою смесь магнетита и ильменита, возможно в виде продуктов твердого распада. В таблице для сравнения приведены эталонные дебаеграммы ильменита и магнетита из справочника Болдырева А. К., Михеева В. И., Ковалева Г. А., Дубининой В. Н. (1938). Появление в минералах линий с межплоскостными расстояниями 4,85 и 1,073 вызываются, очевидно, наличием в них незначительной примеси сфена. Однако при пересчете химического анализа на формулы магнетита и ильменита,

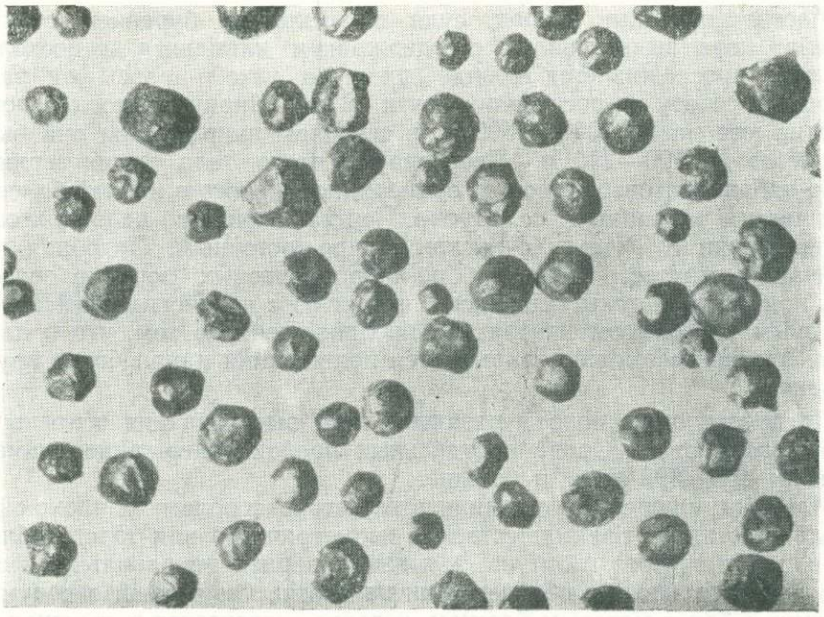


Рис. 2. Титаномагнетит из дресвы основных пород в районе с. Юрово
Увелич. × 14.

обнаруживается избыточное закисное железо, что, по мнению П. Рамдора (1953), надежно указывает на присутствие ульвёшпинели, характеризующейся составом Fe_2TiO_4. Гольдшмидт, искусственно получивший «шпинель» Fe_2TiO_4, отмечает большое сходство между константами решетки и многих других свойств этого соединения и магнетита, благодаря которым возможно не удается их выделить по дебаеграмме. Вполне вероятным может оказаться допущение возникновения пустот вплоть до образования ячеистой структуры (рис. 3) в зернах титаномагнетита из коры выветривания в связи с растворением и выщелачиванием из него ульвёшпинели.

Кроме ильменита и титаномагнетита, в шлихах из коры выветривания основных пород присутствуют пироксены, оливин, апатит, магнетит, титаномагнетит, полевые шпаты, кварц и др. Нахождение последнего в зернах окатанной формы, так же как и единичных знаков граната и силлиманита, повидимому, следует связывать с вмыванием их из вышележащих осадочных отложений.

Пироксен встречается в виде обломков призматических и таблитчатых кристаллов, также в обломках неправильной формы, с хорошо *выраженной призматической спайностью, иногда также диаллаговой* отдельностью. Темно-бурый, в краях просвечивает. Нередко можно наблюдать развитие бурых непрозрачных вторичных продуктов. Под микроскопом в призматических обломках хорошо видна спайность, к направле-

Таблица 2

Химический состав ильменита и титаномагнетита в бассейне р. Уборть

Название минерала	Место нахождения	TiO_2	FeO	Fe_2O_3	MgO	MnO	CaO	SiO_2
Титаномагнетит	с. Юрово, скв. 0296	25,21	39,06	31,91	0,07	0,30	0,27	1,48
Ильменит	с. Юрово, скв. 0296	49,70	40,82	6,05	1,04	0,62	Необн.	1,24
Ильменит магнетит-содержащий	*с. Замысловичи*	50,02	41,21	4,74	0,72	0,89	Следы	0,80

Продолжение табл. 2

Название минерала	Место нахождения	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	H_2O	П.п.п.	Сумма	Удельный вес
Титаномагнетит	с. Юрово, скв. 0296	1,10	0,15	0,19	0,00	0,02	99,76	4,777
Ильменит	с. Юрово, скв. 0296	0,37	0,01	0,11	0,04	—	100,00	4,726
Ильменит магнетит-*содержащий*	с. Замысловичи	1,41	0,04	0,08	0,08	0,03	100,02	4,693

нию которой часто приурочены игольчатые и тонкопластинчатые включения ильменита. Показатели преломления по $Ng' = 1{,}718 \pm 0{,}002$, по $Np' = 1{,}688 \pm 0{,}002$. Угасание косое, $cNg' = 36—41°$.

Данные оптического изучения пироксена свидетельствуют о принадлежности его моноклинному ряду.

Оливин в некоторых шлихах обычно совместно с титаномагнетитом присутствует в значительных количествах (до 40% первой электромагнитной фракции) в виде таблитчатых и неправильных обломков, светло окрашенных в желтовато-зеленоватый цвет. Прозрачные с сильным стеклянным блеском. Спайность не выражена, редко колется при раздавливании на призматические обломки, обладающие прямым угасанием. Под микроскопом бесцветный с высоким светопреломлением и двупреломлением. Показатели преломления $Ng' \leqslant 1{,}754$, $Np' \leqslant 1{,}718$. Установленные значения показателей преломления, согласно диаграмме А. Н. Винчелла, соответствуют оливину с содержанием 40% фаялитовой молекулы. Довольно высокая железистость минерала подтверждается и оптически отрицательным характером его.

Наряду со свежим оливином присутствуют нередко продукты его изменения — буроватые, полупрозрачные до непрозрачных с более тусклым до почти матового блеском, по своему характеру похожие на иддингсит.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом, присутствующим в виде таблитчатых и более неправильных обломков светло-серого, нередко с зеленоватым оттенком цвета. Полевые шпаты обычно в той или иной степени измененные, реже свежие. Под микроскопом в более свежих обломках хорошо видны мелкие ориентированные игольчатые включения ильменита. Часто обнаруживается двойниковая полисинтетическая штриховка. Показатели преломления для спайных обломков $Np' \leqslant 1{,}546$; $Ng' = 1{,}556 \pm 0{,}002$. Соответственно с показателями преломления плагиоклаз характеризуется содержанием около 40% анортитового компонента.

В обломках пород иногда хорошо наблюдается габбровая структура с беспорядочным расположением идиоморфных кристаллов плагиоклаза.

Проведенное предварительное изучение этих пород не вызывает сомнения в тесной генетической связи их с основными интрузиями коро-

стенского комплекса. Основные породы описываемого района характеризуются теми же специфическими петрологическими особенностями, которые установлены И. Л. Личаком (1955) и др. для габбро-лабрадоритового плутона, вскрываемого р. Иршей. Среди таких особенностей главнейшими являются: повышенные содержания в основных породах калия и титана, сравнительно низкая основность плагиоклазов и высокая железистость темноцветных минералов.

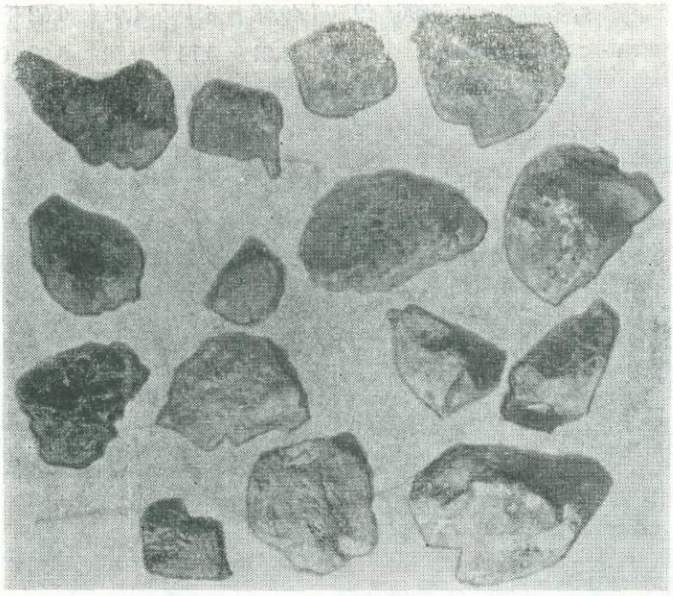


Рис. 3. Ячеистая структура титаномагнетита из дресвы основных пород в районе с. Юрово. Увелич. × 5.

Как следствие петрохимической родственности основных пород районов рр. Ирша и Уборть отмечается большое сходство, нередко полная тождественность их минералогического состава. Породообразующие салические и фемические минералы обнаруживают, например, сходство не только в их оптических свойствах, но даже и в таких деталях, как наличие игольчатых и пластинчатых ориентированных включений ильменита в пироксенах и плагиоклазах. Породы обоих районов характеризуются повышенными содержаниями рудных минералов, представленных главным образом ильменитом, магнитным ильменитом и титаномагнетитом. Встречаемые непосредственно вдоль контакта с пержанскими гранитами тонкосланцеватые породы (по приводимому на рис. 1 разрезу слюдяно-хлоритового состава со сфеном и дистеном) образовались, очевидно, в связи с контактовым воздействием интрузии основных пород.

Описываемый массив основных пород покрыт маломощной толщей осадочных отложений, среди которых преимущественным развитием пользуются мелкозернистые серовато-желтые пески четвертичного возраста с большим или меньшим содержанием обломков и щебенки кристаллических пород. В пониженных частях под ними прослеживаются глауконитосодержащие, возможно палеогеновые (?) зеленовато-серые глинистые пески и суглинки, очевидно, частично перемытые. В этих песках и суглинках отмечаются содержания ильменита от 5—8 до 59—182 *кг/м*^{3}. В покрывающих их мелкозернистых желтовато-серых четвертичных песках ильменит отсутствует или содержится в количествах до 7—8, реже 14 *кг/м*^{3} (рис. 1).

Таблица 3

Расшифровка рентгенограмм ильменита и титаномагнетита из района с. Юрово

Ильменит		Титаномагнетит		Болдырев А. К., Михеев В. И., Ковалев Г. А., Дубинина В. Н. (ч. I, 1938)			
				Ильменит		Магнетит	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
—	—	оч. слаб.	4,85	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	4,21
слаб.	3,72	оч. слаб.	3,73	3	3,70	—	—
—	—	оч. слаб.	3,26	—	—	3	(3,31)
слаб.	3,03	слаб.	3,02	—	—	—	—
—	—	средн.	2,96	—	—	6	2,99
—	—	слаб.	2,79	—	—	5	(2,807)
сильн.	2,74	средн.	2,74	1?	2,73	—	—
сред.	2,53	оч. сильн.	2,53	8	2,53	10	2,541
—	—	—	—	—	—	3	2,428
—	—	—	—	—	—	3	(2,310)
слаб.	2,23	слаб.	2,23	3	2,18	—	—
—	—	средн.	2,095	—	—	7	2,098
слаб.	1,891	—	—	1	1,890	2	(1,184)
сред.	1,861	средн.	1,862	4	1,854	—	—
—	—	—	—	—	—	4	1,785
сильн.	1,718	сильн.	1,719	8	1,716	5	1,710
—	—	слаб.	1,629	1	1,625	2	(1,632)
—	—	сильн.	1,611	—	—	9	1,612
сильн.	1,499	слаб.	1,501	6	1,498	—	—
—	—	сильн.	1,480	—	—	9	—
сильн.	1,464	слаб.	1,465	6	1,462	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,411
средн.	1,335	слаб.	1,338	3	1,335	3	1,325
—	—	слаб.	1,278	—	—	5	1,277
слаб.	1,267	—	—	2	1,267	2	1,264
—	—	оч. слаб.	1,208	—	—	3	(1,209)
средн.	1,174	—	—	—	—	1	1,174
средн.	1,152	оч. слаб.	1,153	—	—	1	(1,153)
средн.	1,114	слаб.	1,118	—	—	4	1,119
—	—	сильн.	1,092	—	—	8	1,091
средн.	1,072	слаб.	1,074	—	—	—	—
—	—	слаб.	1,048	—	—	6	1,047

Второй массив основных пород выявлен к юго-западу от с. Замысловичи.

Кора выветривания основных пород представлена первичными каолинами, постепенно сменяющимися книзу дресвой. Каолины отличаются темной пятнистой, преимущественно серой и зеленоватой окраской. Нередко сохраняется первичная структура породы, которая распознается благодаря соответственному распределению темноокрашенных продуктов разложения темноцветных компонентов, иногда обохренных и светлых кремовых до белых участков целиком каолинизированных полевых шпатов. Продукты разложения составных частей породы сохраняют нередко общие первоначальные очертания минералов, однако легко растираются в глиноподобную массу. В верхней части первичные каолины перемыты и переотложены во вторичные каолины голубовато-зеленого, зеленовато-серого и серого цвета.

Основные породы на дневную поверхность не выходят, в связи с чем массив прослеживается только буровыми работами, вскрывающими кору выветривания в пределах заболоченной древней долины шириной около 400 *м*. Эта долина проходит в субширотном направлении по контакту пержанских гранитов с породами архейского гнейсово-мигматитового комплекса. Кора выветривания массива основных пород покрыта небольшой мощности мелкозернистыми глинистыми песками, переходящими иногда в светло-серую до бурой супесь и вторичными каолинами.

Кора выветривания массива основных пород отличается повышенными содержаниями ильменита (порядка 16—97 *кг/м*^{3}).

Ильменит присутствует в виде зерен неправильной формы, черного цвета с металлическим блеском; черта и порошок черные; характеризуется в разной степени магнитными свойствами и является частично магнетитсодержащим. Химическими анализами сильно магнитного и менее магнитного минерала устанавливается содержание 46,02—47,24% двуокиси титана и 0,22% V_2O_5 (для слабо магнитного ильменита) [1]. Кроме ильменита, в шлихах из коры выветривания установлены апатит, магнетит, сидерит, пирит, минералы группы пироксена, амфибола, хлорит, биотит, кварц, полевой шпат, а также единичные знаки циркона, касситерита, сфена, ставролита и турмалина.

Полевые шпаты представлены основным плагиоклазом с показателями преломления в спайных обломках $Np' \leqslant 1{,}555$ и $Ng' \geqslant 1{,}564$, что соответствует содержанию 55% анортитовой молекулы.

Содержание в коре выветривания основных плагиоклазов и пироксена также как и повышенных количеств ильменита, свидетельствует об образовании ее за счет основных пород. Обращает на себя внимание магнитный характер ильменита в этих породах. Магнетитсодержащие ильмениты известны в районе распространения основных пород коростенского интрузивного комплекса, обычно в приконтактовых частях массивов.

Устанавливаемые впервые для описываемого района ильменитоносные габбро-лабрадоритовые породы коростенского интрузивного комплекса имеют, по всей вероятности, довольно широкое распространение, но, будучи скрыты нередко под маломощной осадочной толщей, могут быть выявлены лишь с помощью бурения и геофизической съемки. Массивы этих пород приурочены, повидимому, в основном к тектоническим контактам и контактовым зонам более древних разновозрастных интрузивных и метаморфических комплексов. Вышесказанное позволяет говорить о перспективности района северной окраины Украинского кристаллического щита в выявлении здесь богатых месторождений ильменита. Среди россыпных месторождений наибольший интерес, видимо, будут представлять древние дочетвертичные россыпи.

[1] Химические анализы выполнены в лаборатории Института геологических наук АН УССР С. А. Панченко.

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ТИТАНСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Баранова Н. М.

Литолого-минералогические исследования третичных отложений северного Причерноморья позволили выяснить литофациальный характер пород третичной толщи. Изменения литологического состава этих отложений по простиранию отражают зональное распределение осадков в каждом бассейне и дают возможность высказать мнение о положении их береговых линий.

Исследованиями терригенной алеврито-песчаной части разновозрастных третичных отложений был выяснен состав акцессорных минералов, а также их качественное и количественное распределение по площади. Дальнейшая интепретация характера распределения различных ассоциаций акцессоров, с учетом контуров морских бассейнов, позволила наметить связь третичного осадконакопления в северном Причерноморье с разрушением пород как древних докембрийских, так и более молодых осадочных образований в пределах Украинского кристаллического щита.

Состав акцессорных минералов третичных отложений очень разнообразен. Однако в размещении акцессоров по площади и по разрезу выявляется определенная закономерность, позволяющая наметить корреляционные признаки отложений отдельных ярусов третичной толщи и выделить районы с повышенным содержанием тяжелых минералов.

Из всего разнообразного комплекса акцессорных минералов мы остановимся здесь на титансодержащих минералах в третичных отложениях северного Причерноморья. Из этой группы минералов чаще всего встречаются ильменит, лейкоксен, рутил и сравнительно редко титанит, анатаз и брукит.

Последние два минерала наблюдаются спорадически и никакой закономерности в их появлении уловить нельзя.

Несколько чаще встречается титанит; в северной части Причерноморья он обычно приурочен к палеогеновым отложениям, тогда как в породах неогена здесь он не был встречен.

В отложениях палеогена титанит встречается в морских эоценовых и особенно часто в майкопских отложениях, как в пределах восточного так и западного Причерноморья. Титанит в этих отложениях находится в единичных зернах и в тяжелых фракциях составляет обычно до 1%, редко до 4% (Корценштейн В. Н., Бабай В. С., Печенкина А. П., 1953). По своеобразной форме, четко выраженным оптическим свойствам он легко определяется во фракции.

В разрезе палеогеновых отложений Причерноморья титанит встречается реже, чем в Днепровско-Донецкой впадине, где он присутствует в отложениях всех ярусов палеогена, хотя также в очень малых количествах.

Характер распределения рутила, ильменита и лейкоксена в толще третичных отложений несколько иной. Указанные минералы являются широко распространенными в породах третичного возраста Причерноморья и встречаются в этой толще на всех участках данного региона. Однако количественное содержание рутила, ильменита и лейкоксена в разновозрастных слоях третичного разреза по отдельным районам весьма различно.

Ильменит и обычно связанный с ним лейкоксен преобладают в тяжелых фракциях пород различного литологического характера, за очень небольшим исключением. Но в тонкоотмученных слабо песчаных породах, таких, как глины, мергели и даже тонкозернистые глинистые пески, из которых выход тяжелого концентрата вообще весьма незначительный, преобладание в тяжелых фракциях ильменита и лейкоксена может являться только одним из минералогических корреляционных признаков. К такому типу отложений могут быть отнесены все эоценовые, майкопские и миоценовые породы собственно северного Причерноморья, районов относительно удаленных от неглубоко залегающей части южного склона Украинского кристаллического щита.

По мере приближения к границе щита количественное содержание ильменита в отложениях третичной толщи некоторых участков изменяется и находится в прямой зависимости от петрографического состава близ расположенных коренных пород и от положения древней береговой линии.

В пределах исследованной территории Причерноморья отсутствуют палеогеновые отложения с кондиционным содержанием ильменита; но даже и при наличии такового вследствие глубокого залегания этих пород они не могли бы представлять какого-либо промышленного интереса. В этом отношении внимание исследователей должно быть направлено на присклоновые части щита и непосредственно на щит.

Из всех отложений палеогена особый интерес поэтому должны представлять континентальные и лагунно-прибрежные отложения эоцена, залегающие непосредственно на докембрийских породах соответствующего петрографического состава.

С этой точки зрения могут заслуживать внимания эоценовые континентальные отложения Конкско-Ялынской депрессии, особенно в бассейнах рр. Гайчул—Янчул, Мокрые Ялы и Кашлагач. Здесь эти отложения содержат повышенные количества не только ильменита, но и циркона. Выход тяжелой фракции из этих песков изменяется примерно от 3 до 8 *г/м*^{3} при соотношениях в этих фракциях циркона и ильменита как 1:3.

В бассейне рр. Гайчул и Янчул континентальные отложения эоцена непосредственно залегают на кристаллических породах или коре их выветривания. В литологическом отношении они представлены разнозернистыми и мелкозернистыми песками, песчаными углистыми глинами, иногда с прослоями бурого угля и каолинами. Мощность этих отложений изменяется от 5 до 25 *м*; глубина залегания их от 8 до 45 *м*. В кровле этих отложений залегают морские разновозрастные, преимущественно песчаные породы — верхнеэоценовые, олигоценовые и среднесарматские; в этих кроющих породах содержание ильменита и циркона значительно уменьшается, хотя все же эти минералы остаются преобладающими в составе тяжелых фракций.

В табл. 1 приводится выход тяжелого концентрата из разновозрастных отложений по рр. Гайчул, Янчул и Кашлагач по керновым материалам из скважин, пробуренных здесь Украинским геологическим управлением, а также по обнажениям вдоль р. Молочной.

Немного восточнее, в бассейне р. Мокрые Ялы несколько изменяется состав и соотношения отдельных слоев палеогена; здесь уже повышен-

Таблица 1

Бассейны рек	Адрес	Порода	Возраст	Глубина	Содержание тяжелого концентрата в *кг/м³*
Гайчул—Янчул	Покровский район, Днепропетровская область, х. Надеждино	Песок	Pg_2^{bu}	30,0—43,30	1,5
Гайчул—Янчул	Покровский район, Днепропетровская область, х. Надеждино	»	Pg_2^{bu}	50,0—53,00	2,0
Гайчул—Янчул	х. Еврейский	»	N_1S_2	34,0—39,0	2,0
Гайчул—Янчул	х. Надеждино	Каолин первичный	—	42,0—50,0	3,0
Кашлагач	с. Павловка, Марьинский район, Сталинская область	Песок	Pg_3	26,5—29,5	1,1
»	с. Павловка, Марьинский район, Сталинская область	»	Pg_2	50,0—55,0	8,0
Молочная	с. Пришиб, Запорожская область	»	N_1S_2	Обнажения	0,8
»	с. Богдановка	»	N_1S_2	»	2,0
»	с. Терпенье	»	N_1S_2	»	1,5
»	с. Ново-Николаевка	»	N_2P	»	3,0
»	Губиниха, Днепропетровская область	»	N_1S_2	»	0,8

ные концентрации ильменита и циркона приурочены к более молодым прибрежно-морским песчаным отложениям палеогена.

В присклоновой северной части Приазовского массива эти пески залегают на очень глинистой углистой толще эоцена, а севернее, по р. Кашлагачу, где отложения эоцена отсутствуют — на породах мелового возраста. Стратиграфическое положение этих палеонтологически немых песков вероятнее всего должно быть определено как верхний эоцен — олигоцен. Состав акцессорных минералов данных песков довольно выдержан и на значительной площади может быть охарактеризован всегда преобладанием циркона и ильменита, тогда как в кроющих их песках преобладают силлиманит и дистен. Особенно такое различие четко выражено в разрезах песков по р. Кашлагач.

На некоторых участках северного Приазовья пески с повышенным содержанием ильменита и циркона являются объектами геолого-поисковых работ Восточноукраинской экспедиции Министерства цветной металлургии.

Несколько повышенное содержание ильменита (3—5 *кг/м³*) наблюдается в континентальных отложениях эоцена на отдельных участках южного склона массива в бассейнах рр. Южный Буг, Гнилой Еланец и рр. Базавлук, Соленая и др.

Верхнеэоценовые и олигоценовые отложения как собственно Причерноморья, так и южного склона массива, сложенные преимущественно глинистыми, мергелистыми и тонкопесчаными породами как россыпи не представляют интереса.

К северу на кристаллическом щите происходит фациальное замещение этих отложений преимущественно песчаными породами. Такое изменение в литологическом составе палеогеновых отложений может являться основанием для постановки работ по опробованию этих песков на некоторых участках массива.

В отложениях миоцена ильменит встречается в породах различного литологического состава, но обычно в очень малых количествах. В течение миоцена в пределах северного Причерноморья вследствие своеобразного характера бассейна происходило накопление преимущественно глинисто-мергельных карбонатных и в меньшей мере глинисто-песчаных осадков. Особенно характерными в этом отношении являются верхнемиоценовые (сарматские) отложения, где в замкнутом мелководном водоеме имели широкое развитие вначале черные илоподобные глины, а позже мергели и известняки. В целом отложения миоцена могут представлять интерес как россыпи, только вблизи обмелевших участков или вдоль краевых прибрежных полос, где происходило накопление песчаного материала с концентрацией различных акцессорных минералов.

В течение миоцена площадь, захваченная морем, была различна, и границы бассейна иногда далеко уходили к северу за пределы Причерноморья (Г. И. Молявко, И. Г. Пидопличко, 1955). Следовательно, эти песчаные отложения на кристаллическом массиве, обычно палеонтологически немые, могут представлять интерес по содержанию концентрации в них тяжелых минералов.

В отношении содержания ильменита и в некоторой мере циркона в миоценовых породах на юге в Причерноморье могут быть отмечены участки, где песчаные отложения имеют относительно повышенное (до 5—8 *кг/м*^{3}) содержание этих минералов. Можно пока только предположить, что миоценовые отложения в бассейне р. Молочной, особенно на левобережной его части, непосредственно прилегающей к западному склону Приазовского массива, должны иметь повышенные концентрации рудных минералов.

Шлиховое опробование песков миоцена, проведенное М. Н. Ивантишиным (Ивантишин М. Н., 1955) в долине р. Молочной на Молочанском участке, показало значительный суммарный выход тяжелой и электромагнитной фракций (470 *г/м*^{3}) из песков сармата. Повышенное содержание тяжелых фракций в этих песках прослеживается до Б. Токмака.

Севернее, в верховье р. Волчьей по ее левому притоку р. Малой Терсе обнажаются пески сармата. Условия залегания песков здесь очень напоминают залегания современных ильменитовых песков в некоторых участках вдоль берега Азовского моря. Так, в песчаном карьере у с. Троицкого можно видеть частое переслаивание белых кварцевых мелко- неравнозернистых песков с тонкими (0,03—0,05 *м*) почти черными прослойками, состоящими в значительной степени из ильменита. По ориентировочному подсчету количество ильменита в этих прослоях около 3,5 *кг/м*^{3} и несколько меньше в песках их вмещающих (1,0—1,2 *кг/м*^{3}).

Этот факт заслуживает внимания еще и в том отношении, что здесь отмечается преобладание в тяжелой фракции ильменита, тогда как по мере продвижения вдоль береговой линии наблюдаются концентрации иных акцессоров. Так, в окрестности с. Губинихи, Новомосковского района, сарматские отложения характеризуются преобладанием в тяжелых фракциях рутила, дистена, силлиманита, ставролита. Известно, что песчаные отложения южнее Верхнеднепровска содержат много рутила.

Рутил в третичных отложениях южной части УССР является только акцессорным минералом и в более древних палеогеновых отложениях встречается в очень незначительных количествах; в отложениях миоцена и особенно в песках сармата, а в более северных районах в полтавской толще является одним из постоянно присутствующих и превалирующих минералов. Повидимому, концентрации рутила в этих отложениях свя-

заны не столько с акцессорной минерализацией кристаллических докембрийских пород, сколько с неоднократным переотложением и обогащением древних песчаных отложений. Подтверждением этого может являться значительная окатанность как зерен рутила, так и сопровождающих его акцессоров, а также довольно постоянный своеобразный комплекс акцессоров в различных районах УССР.

Подводя итог всему сказанному, можно сделать вывод, что третичные отложения в пределах собственно Причерноморья, насколько позволяют судить имеющиеся данные, не содержат промышленных скоплений титансодержащих минералов. Наличие этих минералов отмечается несколько севернее и восточнее, на склонах Украинского кристаллического щита, где содержание этих минералов находится в прямой зависимости от петрографического состава близлежащих кристаллических пород.

ОЛОВОНОСНЫЕ РОССЫПИ В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ УКРАИНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

А. Я. Хатунцева, А. П. Ромоданова, С. И. Гурвич

Общие сведения и история изучения

Оловоносные россыпи установлены и в настоящее время разведываются на территории Правобережного Полесья в бассейне р. Перги, вскрывающей так наз. пержанские граниты в приконтактовой зоне с овручской метаморфической серией пород. Этот район в геологическом отношении изучен слабо. Из большого количества работ, посвященных изучению обширной территории Украинского Полесья, лишь в немногих приводятся сведения, характеризующие непосредственно геологическое строение описываемой территории. Это объясняется как исключительно плохой обнаженностью и заболоченностью района, так и тем, что здесь до последнего времени не были известны полезные ископаемые, для поисков и разведки которых проводились бы более широко геологосъемочные и другие работы. Поэтому многие важнейшие вопросы, как, например, стратиграфического расчленения кристаллического фундамента и другие не получили однозначного решения и до настоящего времени являются спорными.

Более детальные работы в этой части северной окраины Украинского кристаллического щита проводились М. И. Ожеговой, осуществившей трехверстную съемку этого района (1926) и Н. И. Безбородько, выделившего впервые пержанский тип гранита (1929). При составлении карт масштаба 1:200 000 и 1:500 000 А. Н. Козловской (1952) были проделаны отдельные маршруты и пройдено несколько скважин в осадочной толще района. С 1948 г. систематическое петрографическое изучение как непосредственно описываемого участка, так и смежных районов, проводится И. Л. Личаком. Им доказывается наличие среди овручской серии горных пород глубоко преобразованных эффузивов и более древний возраст самой серии по отношению к рапакививидным гранитам, а также биотитовым гранитам р. Перги (1951, 1955).

В 1951 г. Институтом геологических наук АН УССР (Н. П. Семененко, И. Л. Личак) были даны рекомендации для постановки специальных поисково-разведочных работ в районах контактовых зон овручской метаморфической серии пород с более молодыми гранитными массивами, учитывая развитие процессов щелочного метасоматоза и возможности в связи с этим рудопроявлений радиоактивных и других минералов, особенно в местах тектонического раздробления и милонитизации пород. Этот прогноз подтвердился проведенными партией № 16 Кировской экспедиции рекогносцировочными работами (С. И. Евсеева, А. Д. Ракитин), в результате которых в 1951 г. у с. Перга было обнаружено рудопроявление радиоактивных минералов. В 1952 г., продолжая работы с применением комплекса геологических, геофизических и радиогидрохимических методов, партией № 16 были выявлены в зоне сущано-пержан-

ского разлома 11 рудоносных участков, приуроченных к метасоматитам пержанского гранита, вытянутым в виде линз северо-восточного простирания. В шлихах и протолочках из пород в гамма-аномальных участках были встречены касситерит, молибденит, галенит, пирротин, пирит и другие минералы. Авторы приходят к заключению о возможности обогащения гранитов оловом в зоне метасоматоза и нахождения в этом районе коренных месторождений олова типа касситерито-кварцевой формации. На основании анализа большого фактического материала делается вывод о том, что зона разлома, к которой приурочено оруденение, значительно моложе пержанских гранитов, подвергавшихся в пределах ее милонитизации. Метасоматиты рассматриваются как околорудные изменения вмещающих пород.

В 1948 г. А. Я. Хатунцевой, проводившей шлиховое опробование прируслового аллювия, было определено около 400 знаков касситерита в шлихе из устья р. Ракитно, впадающей в р. Перга у с. Устиновка.

В 1951 г. И. Л. Личаком были дополнительно взяты несколько шлихов из аллювиальных отложений р. Перги в этом районе, причем в одном из них содержание касситерита достигало 44 *г/м*^{3}. В 1952 г. И. Л. Личаком и А. Я. Хатунцевой было написано краткое заключение с рекомендациями по проведению в этом районе специальных поисковых работ, которые были организованы в 1953 г. С. М. Кулагин-Ярцевым и Д. М. Кострикиным.

Работы проводятся геологоразведочной партией № 4, входившей до 1956 г. в состав Центральной ревизионной экспедиции «Главолово», а позже в трест № 1 МЦМ СССР. В 1954 г. поисковые работы осуществлялись геологами Романовой Р. А., Осиповым М. А. и Научитель М. А. Ими была обнаружена россыпь касситерита вблизи с. Рудня Пержанская. С конца 1954 г. работы проводятся геологом Гурвич С. И., которым были выявлены пержанское погребенное россыпное месторождение касситерита и юровское месторождение ильменита. На этих месторождениях в настоящее время проводится детальная разведка. Изучением геоморфологии и четвертичных отложений района месторождений, согласно договору Центральной ревизионной экспедиции с Институтом геологических наук АН УССР на 1955 г., занималась А. П. Ромоданова; минералогические, а также геологические исследования проводились А. Я. Хатунцевой.

ОРОГИДРОГРАФИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория исследований расположена в северной части Украинского кристаллического щита в пределах украинского правобережного Полесья и представляет собой аккумулятивную равнину, наложенную на древнюю денудационную поверхность.

В административном отношении район исследований лежит в пределах северо-западной части Житомирской области УССР.

Современная поверхность района исследований имеет отметки от 160 до 200 *м* и наклонена на север и северо-восток. Наиболее высокие отметки наблюдаются в юго-западной части района (на запад от сс. Сущаны и Радоробель). В южной части описанной территории (на междуречье Уборть—Перга) преобладают отметки 180 *м* и лишь местами поднимаются до 190 *м*. К северу отметки постепенно снижаются и на участке от с. Перги до с. Хочин в долине р. Уборти достигают 160 *м* и меньше.

Река Уборть (рис. 1, 2) — правый приток р. Припяти, следуя наклону топографической поверхности, течет в северо-восточном направлении. Она берет начало у с. Андреевки, Емельчинского района, Житомирской области. Общая длина реки 256 *км*. Площадь бассейна 5820 *км*^{2}. Средний уклон 0,0004. Глубина русла 0,2—2,5 *м*. В северной части района исследования река Уборть сильно меандрирует и образует старицы.

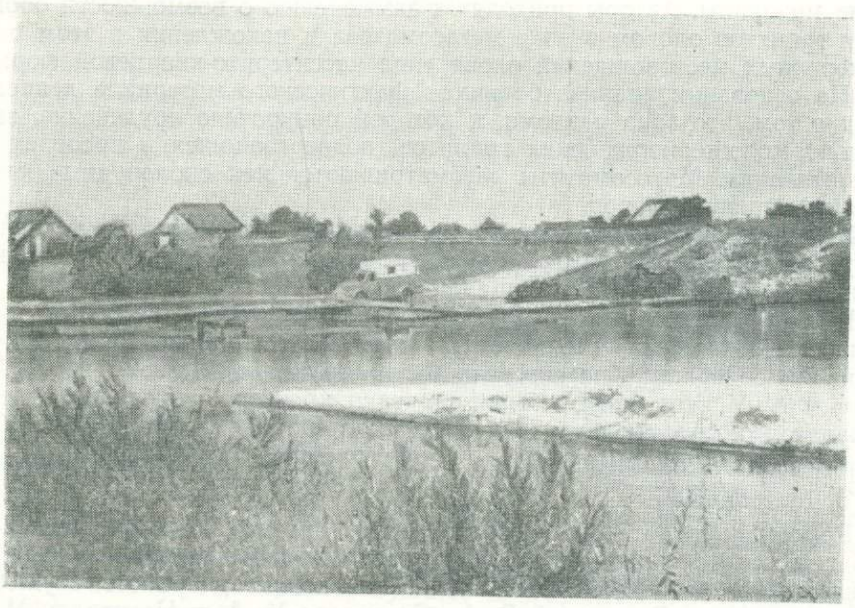


Рис. 1. Р. Уборть у с. Перга, расположенном на правой надпойменной правобережной террасе.

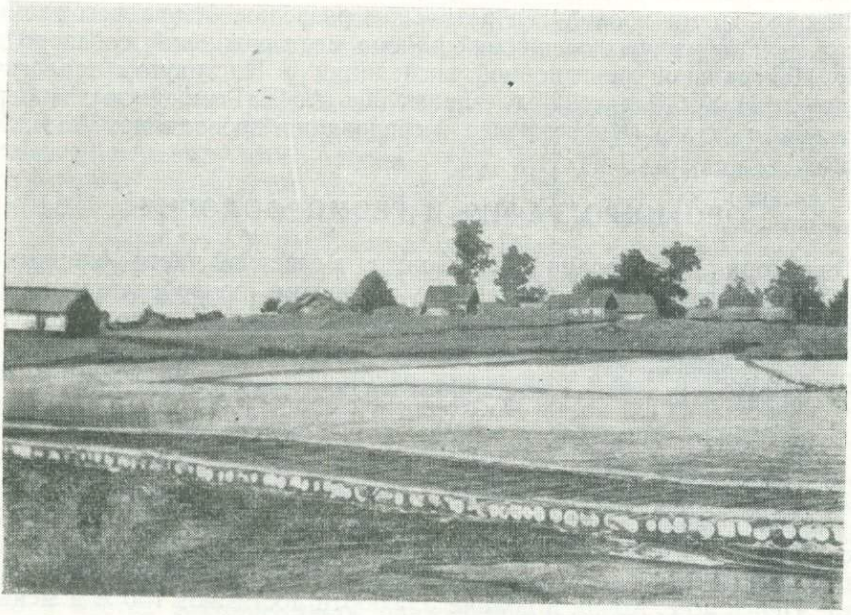


Рис. 2. Р. Уборть у с. Рудня Хочинская (во время наводнения в июле 1955 г.).

Наибольшим ее притоком является р. Перга, впадающая справа и протекающая в северо-западном направлении. Река Перга в верхней ее части течет среди болот и только от с. Замысловичи имеет четко выраженную долину. У с. Рудня Пержанская, где кристаллические породы выходят на дневную поверхность, долина реки сравнительно узкая, нередко 3—5 *м*, с крутыми береговыми уступами (рис. 3 и 4).

Из левобережных притоков р. Уборти следует отметить небольшие ручьи, впадающие в долину реки у сс. Радоробель и Юрово.

Геоморфология бассейна р. Уборть в литературе совсем не освещена. Единственной опубликованной работой до последнего времени была работа П. А. Тутковского «Геоморфологія узбережжя р. Уборті» (1925), в которой, несмотря на название и объем (270 страниц), приведено только детальное описание маршрутных исследований на междуречных пространствах и совершенно отсутствуют сведения о геоморфологическом строении долины р. Уборти и ее притоков.

При проведении геологической съемки (м-б 1:200 000) А. Н. Козловской и Перельштейн В. С. в 1952 г. была составлена геоморфологическая карта (листы М—35—IV — южная часть М—35—X — северная половина), куда вошла и территория наших исследований. На карте выделены: 1) равнинные водораздельные участки (область дотретичной денудации), 2) слабоволнистые водораздельные участки, не затронутые современной эрозией (область послетретичной денудации), 3) равнина, слабо наклоненная к северу (надпойменная терраса р. Припяти), 4) заболоченные участки, соответствующие уровню поймы, 5) первая надпойменная терраса, 6) древние старицы, 7) эоловые песчаные всхолмления и 8) озеровидные впадины.

Междуречные пространства в бассейне р. Уборть представлены заболоченной полесской равниной с отдельными участками выходов кристаллических пород. Характер и особенности рельефа района исследований обусловлены тектоникой и геологическим строением. В геологическом строении равнины принимают участие докембрийские кристаллические породы и толща осадочных пород третичного и четвертичного возраста.

В формировании современного рельефа Украинского Полесья вообще и территории исследования в частности значительную роль сыграли воды днепровского (рисского) ледника.

В геоморфологическом отношении в районе исследований на равнине полесского типа выделяются: речные долины (современные и древние), проходные долины, заболоченные впадины и понижения, водноаккумулятивные валы, эоловые дюны и кучугуры и денудационные останцы кристаллических пород (рис. 5).

Современная долина р. Перги, как это устанавливается поисково-разведочным бурением, частично унаследовала древние долины.

В пределах современных речных долин Перги и Уборти наблюдаются следующие аккумулятивные террасы: пойма и первая надпойменная. В долинах остальных притоков встречена лишь пойменная терраса, которая местами сливается с окружающей заболоченной равниной и в рельефе не выражена.

На пойменной террасе, особенно в долине р. Уборти местами четко вырисовываются два уровня, отвечающие ежегодным паводкам (пойма низкого уровня) и периодическим большим разливам (пойма высокого уровня (рис. 6). Пойменная терраса имеет ширину от нескольких метров до 2 *км* и отсутствует лишь в местах крутых изгибов реки, где русло подмывает коренной берег, или в местах выходов кристаллических пород.

Вниз по течению р. Уборть ширина поймы увеличивается и в районе с. Хочино достигает нескольких километров. Над поймой низкого уровня во многих местах речной долины Уборти возвышаются отдельные участки поймы высокого уровня. Пойма сложена аллювиальными отложе-



Рис. 3. Долина р. Перги у с. Рудня Пержанская.

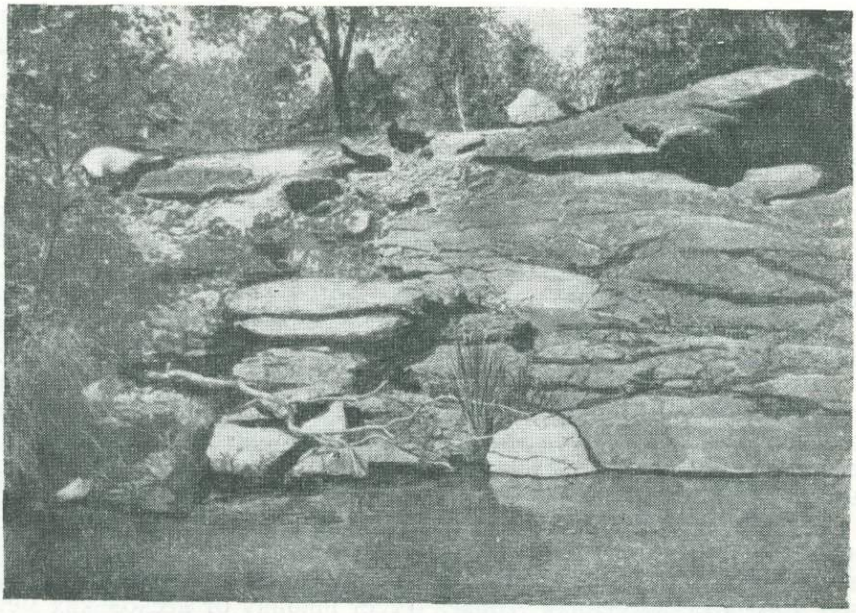


Рис. 4. Левый берег р. Перги, севернее с. Рудня Пержанская (выходы пержанских гранитов).

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

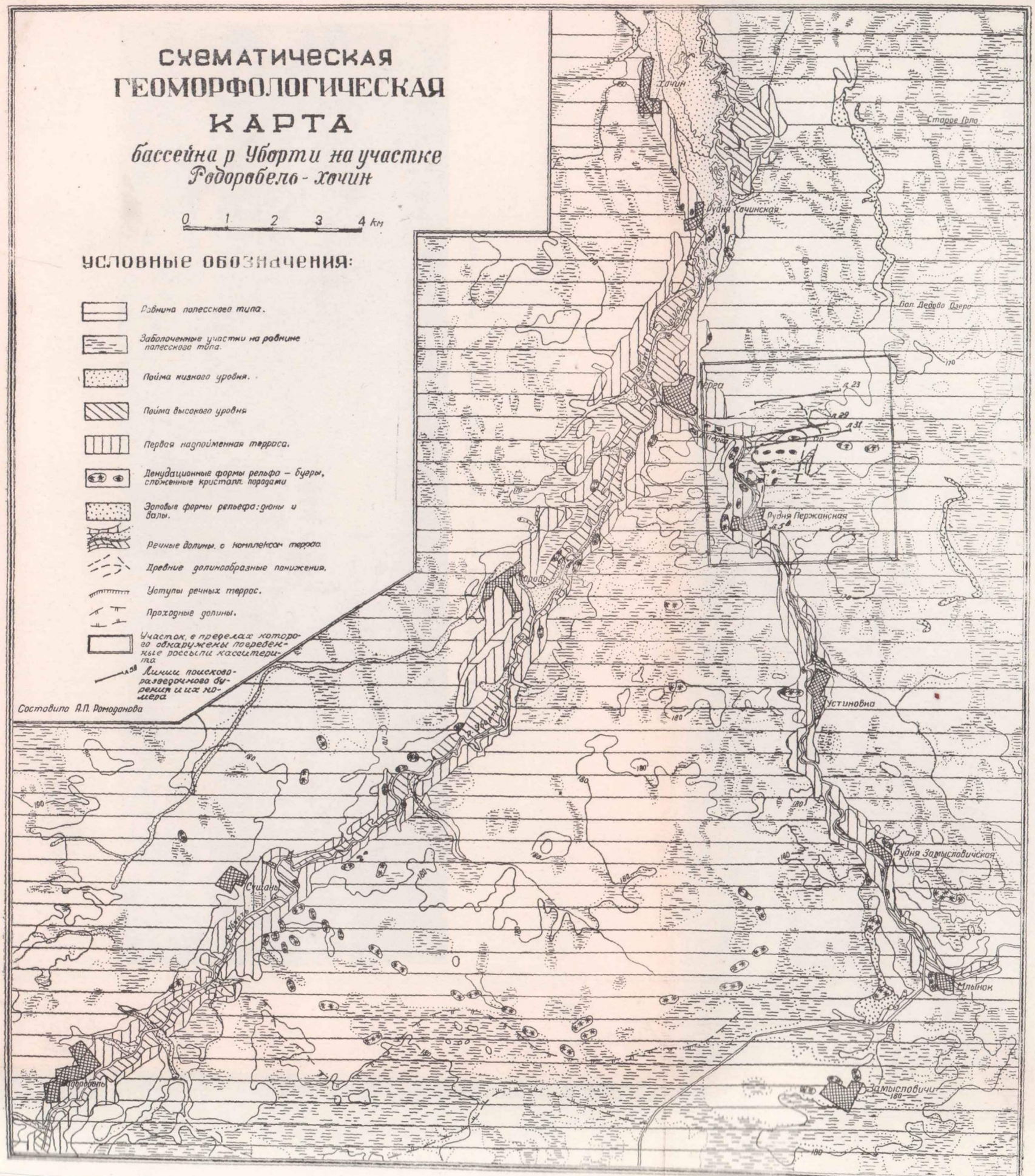
бассейна р Уборти на участке Родоробело - Хочин

0 1 2 3 4 км

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- Равнина полесского типа.
- Заболоченные участки на равнине полесского типа.
- Пойма низкого уровня.
- Пойма высокого уровня
- Первая надпойменная терраса.
- Денудационные формы рельефа – буеры, сложенные кристалл. породами
- Эоловые формы рельефа: дюны и валы.
- Речные долины с комплексом террас
- Древние долинообразные понижения.
- Уступы речных террас.
- Проходные долины.
- Участок, в пределах которого обнаружены поребеккские россыпи касситерита
- Линии поисково-разведочного бурения и их номера

Составила А.П. Ромоданова



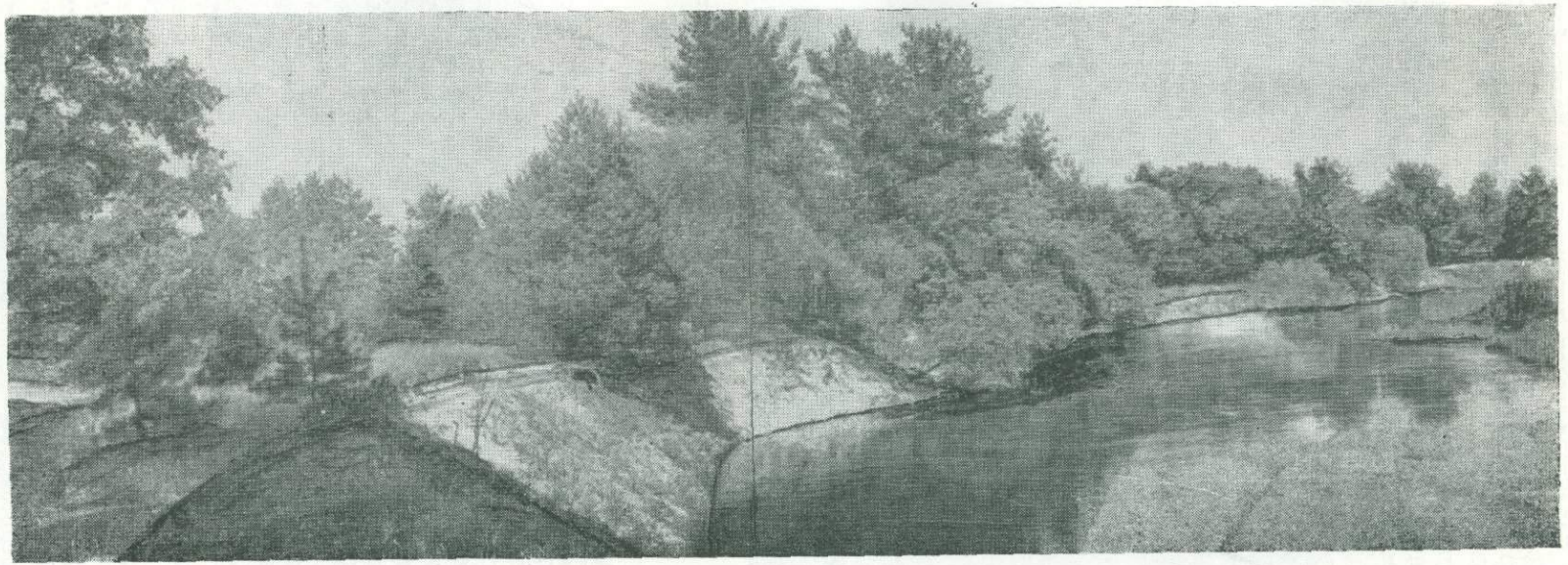


Рис. 6. Пойма высокого уровня. Левый берег р. Уборть между сс. Юрово — Перга.

ниями, которые характеризуются значительным разнообразием и частой сменой литологического состава как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Однако в общем наблюдается преобладание песчаных фракций.

Первая надпойменная терраса в долинах рек Уборти и Перги с незначительными перерывами наблюдается по обоим берегам и возвышается над поймой на 3—6 *м*. Местами она имеет хорошо выраженный

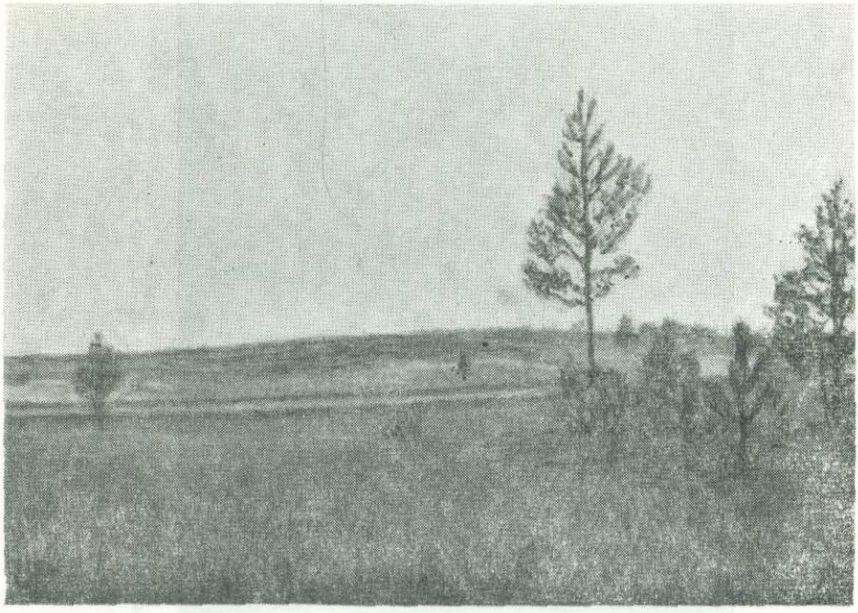


Рис. 7. Пойма и первая надпойменная терраса р. Уборть севернее с. Перга

уступ к пойме. Ее переход к полесской равнине очень постепенный и почти незаметный. Первая надпойменная терраса сложена преимущественно мелкозернистыми, реже разнозернистыми песками.

Древние речные долины на территории исследований не всегда четко выражены в современном рельефе и обнаруживаются лишь буровыми скважинами. Погребенные древние долины, долинообразные понижения и впадины обнаружены у сс. Перги и Рудни Пержанской (линии № 23—31) и других местах. Судя по предварительным данным, древние долинообразные понижения вытянуты в основном в меридиональном направлении, имеют ширину днищ от 100 до 250 *м* при глубине до 10 *м* и образуют извилины, которые то расширяются, то суживаются (четковидные долины). К этим расширениям в связи с уменьшением скорости течения и приурочена аккумуляция переносимого материала, в связи с чем в них следует ожидать повышение содержания тяжелых минералов. Поверхность дна древних долин почти ровная, слабоволнистая. Долины и долинообразные понижения выполнены внизу каолинами, кверху песчано-глинистыми третичными и четвертичными отложениями. Осадочная толща, выполняющая долинообразные понижения, на отдельных участках содержит высокие концентрации касситерита (до 1—4,9 *кг*/*м*^{3}), поэтому выявление и изучение древней гидрографической сети имеет большое практическое значение.

К формам рельефа, образованным водноэрозионным путем, относятся также проходные долины.

В пределах территории исследований проходная долина обнаружена на междуречье Уборть—Перга между сс. Радоробель и Замысловичи, где она вытянута в широтном направлении и представляет собой заболоченное пространство длиной до 17 *км* при ширине до 1—4 *км* (рис. 5).

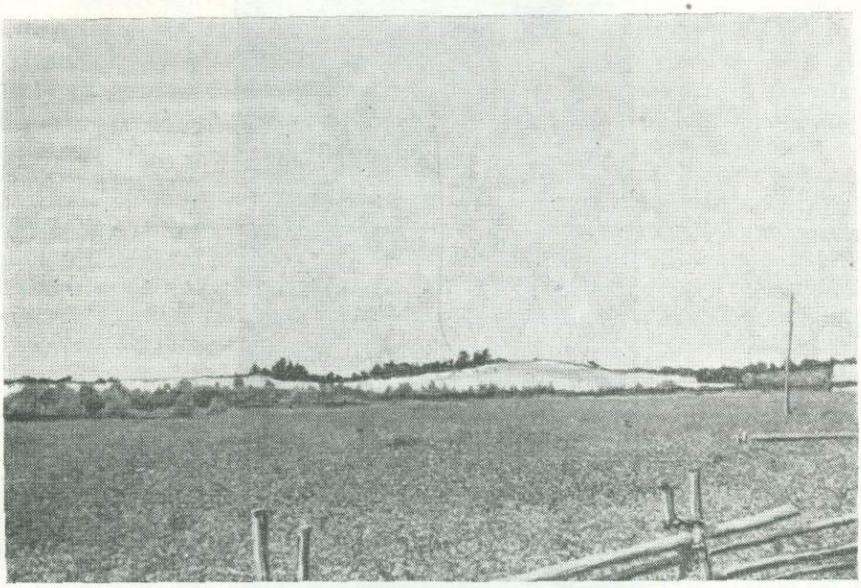


Рис. 8. Эоловые бугры у с. Хочино.

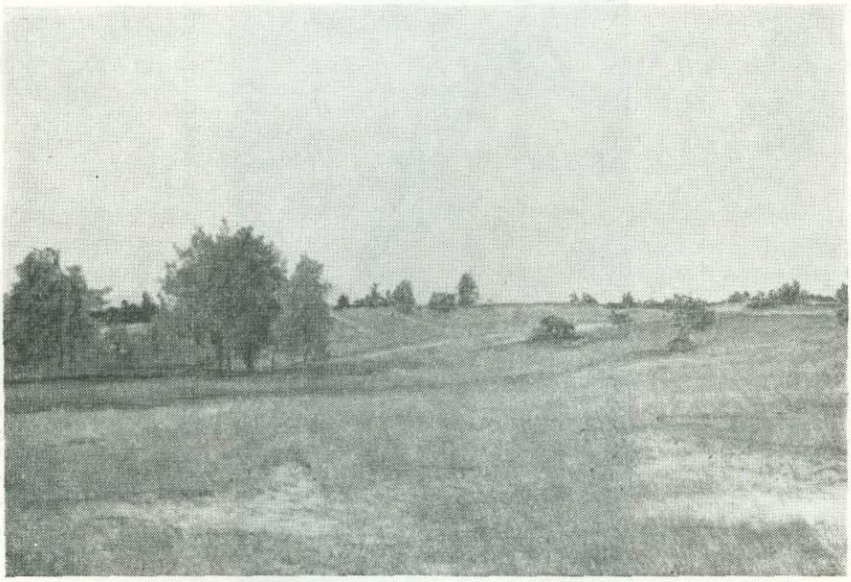


Рис. 9. Песчаный вал на левом берегу р. Уборть у с. Сущаны.

На полесской равнине в районе севернее сс. Хочино, Юрово, Сущаны, Замысловичи южнее Рудни Хочинской, а также у Дедова озера четко вырисовываются в рельефе песчаные валы высотой 8—12 *м*, сложенные мелко- и среднезернистыми песками. Длина их достигает нескольких километров при ширине 20—200 *м* (рис. 8 и 9). Пески этих валов с

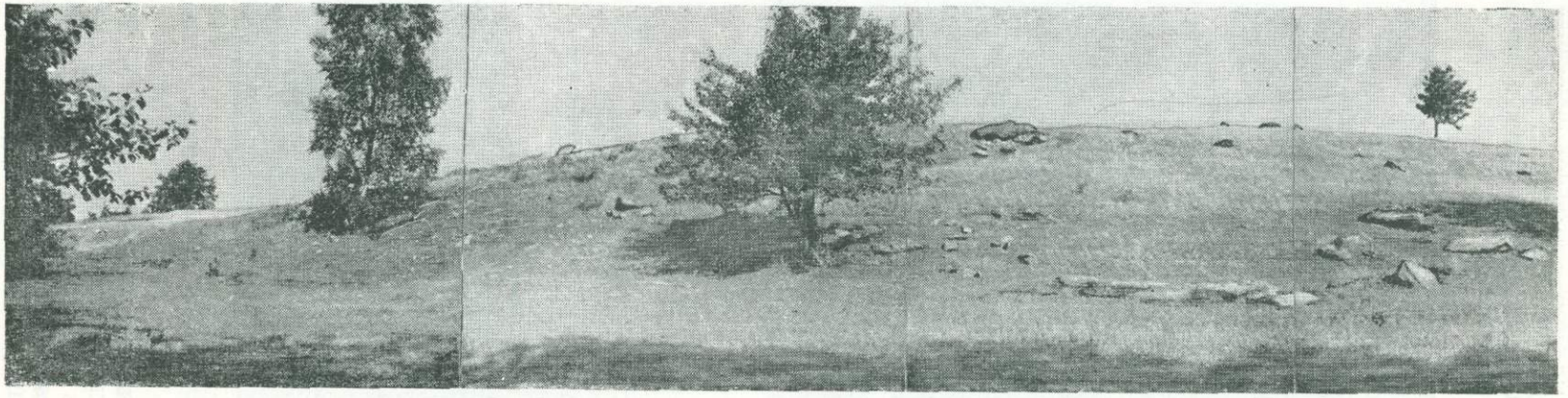


Рис. 10. Песчаный бугор с глыбами пержанских гранитов у восточной окраины с. Перга на правом берегу реки.

поверхности обычно переработаны ветром и собраны в дюны и кучугуры.

Большая часть территории междуречий представляет собой заболоченные участки различной конфигурации, повторяющие местами контуры древних погребенных долин и, следовательно, являющиеся до некоторой степени указанием при поисках последних.

Незначительный уклон поверхности и наличие плоских понижений не дают возможности паводковым водам быстро стекать, в результате чего широкие пространства междуречий заливаются водой. Процессы заболачивания на территории Полесья вообще и на исследованной территории в частности происходили на протяжении длительного времени и продолжаются в настоящее время. Этому способствуют рельеф, климат, геологическое строение, гидрологические и гидрогеологические условия. Однако в целом болота Полесья, как указывает В. Г. Бондарчук (1949), находятся в состоянии отмирания, которое проявляется в преобразовании болот в заболоченные луга и в уменьшении площади заболоченных территорий. Изменения эти объясняются эрозионной деятельностью рек и агромелиоративной деятельностью человека.

Среди заболоченных участков полесской равнины возвышаются на 2—6 *м* отдельные бугры, представляющие собой денудационные останцы. Поверхность их сложена дресвой или отдельными выветрелыми глыбами кристаллических пород (преимущественно пержанских гранитов).

По новым данным геофизических исследований 1955 г. не все бугры с выходами кристаллических пород являются денудационными останцами и некоторые из них по предварительным сведениям представлены отдельными глыбами кристаллических пород, залегающих среди песков. По этим данным кристаллический фундамент находится на глубине 6—8 *м*.

Для окончательного выяснения строения, генезиса и возраста этих интересных образований необходимо разбурить некоторые из них и, в частности, бугор, расположенный на восток от с. Перги (рис. 10) в связи с возможным сохранением под ними оловоносных песков.

Геологическое строение района

Район бассейна р. Уборть на участке г. Олевск — с. Хочин отличается неглубоким залеганием кристаллического фундамента, покрытого толщей осадочных пород мощностью до 10—20 *м*, преимущественно третичного и четвертичного возраста.

Состав и строение кристаллического фундамента

Участок северной окраины Украинского кристаллического щита, охватывающий в основном район распространения так наз. пержанских *гранитов вблизи их контакта с породами овручской метаморфической* серии, отличается своим сложным строением и тектоникой, которые вследствие плохой обнаженности этой территории в полной мере не расшифрованы.

В многочисленных стратиграфических схемах Украинского кристаллического щита, составленных в разное время ведущими петрографами Украины (В. И. Лучицкий, Н. И. Безбородько, Ю. И. Половинкина, Н. П. Семененко, И. С. Усенко, Ю. Ю. Юрк, А. Н. Козловская и др.) пержанские граниты и овручская серия занимают различное возрастное положение и находятся в различных взаимоотношениях. В последние годы (1951) И. Л. Личаком, проводившим структурно-петрографические исследования в этом районе, доказывается более древний возраст овруч-

ской серии по отношению к рапакивидным гранитам коростенского комплекса, а также к биотитовым гранитам р. Перги.

Н. П. Семененко (1953) на основании структурного анализа параллелизует пержанские граниты с осницкими, считая их более древними образованиями по отношению к коростенским гранитам. В стратиграфической схеме 1949 г. возраст осницких гранитов и овручской серии им определяется как протерозойский.

М. И. Ожегова, А. Н. Козловская, И. С. Усенко и др. относят пержанские граниты к коростенскому интрузивному комплексу. Возраст последнего одними исследователями определяется как протерозойский, другими — как палеозойский. В 1954 г. И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской устанавливается петрохимическая и минералогическая тождественность встреченных в черниговской опорной скважине верхнедевонских основных эффузивов с основными породами коростенского интрузивного комплекса, характеризующихся повышенным количеством титана, калия и железа. И. С. Усенко в последней стратиграфической схеме (1955) относит породы осницко-токовского интрузивного комплекса к протерозою, овручскую осадочно-эффузивную серию — к нижнему палеозою, основные и кислые породы коростенского комплекса — к верхнему палеозою (?).

А. Н. Козловская (1952) осницкие граниты также относит к протерозою, а овручскую свиту — к постпротерозою (палеозою ?), подразделяя ее на две разновозрастные группы: нижнюю (толкачевскую) древнее габбро, рапакиви коростенских и пержанских гранитов и верхнюю (белокоровичскую) свиту песчаников и конгломератов. С. И. Евсеева, А. Д. Ракитин и др. (1953) — к наиболее молодым постпротерозойским образованиям относят устанавливаемые ими впервые ферриторито-альбито-кварцевые метасоматиты. Им предшествует образование тектонитов и метасоматитов (кварцево-микропертитового, микропертито-альбито-кварцевого), красных микропертитовых сиенитов, катаклазитов и тектонитов пержанского гранита. Несколько раньше, но после отложения белокоровичской свиты кварцитов, пирофиллитовых, слюдяных и хлоритовых сланцев и конгломератов, имели место жильные проявления диабазового и кварцевого состава. Аплиты и кварцевые порфиры рассматриваются как жильные и эффузивные проявления коростенского интрузивного комплекса (в том числе и пержанских гранитов), формирование которого также относится к промежуточному времени между толкачевской и белокоровичской свитами. Кроме того, ими выделяется сущанская свита как самостоятельный осадочно-метаморфический комплекс. Отнесение его к образованиям наиболее древнего верхнеархейского возраста, соответствующего положению криворожской свиты, ввиду недостаточности материала и неясности характера контактов сланцев и кварцитов не может считаться достаточно обоснованным, что, впрочем, признается и самими авторами, оговаривающими также возможно более юный их возраст в основании осницкого комплекса. Последнее в согласии с Н. П. Семененко нам кажется более вероятным, учитывая совпадение северо-восточного простирания пород сущанской свиты со структурными линиями пород осницкого комплекса.

В состав сущанской свиты входят кварцево-серицитовые, двуслюдяные, тальково-тремолитовые, хлоритовые, полевошпато-серицито-кварцевые сланцы, а также кластические кварциты, содержащие гальку кварца (г. Брусна), вторичные (?) кварциты типа г. Золотухи и андалузито-дистеновые кварциты.

И. Л. Личак рассматривает эти породы как глубоко преобразованные в процессе метаморфизма эффузивы (1955).

Н. П. Семененко и Л. Г. Ткачук с бо́льшим основанием, нам кажется, объединяют пержанские граниты с более древним осницким комплексом (протерозой), исходя из совпадения направления внутренней текто-

ники осницких гранитов и регионального катаклаза пержанских гранитов.

Противоречивость взглядов на возрастное положение пержанских гранитов, повидимому, обусловлена сложностью истории их формирования. Из имеющихся в литературе сведений о составе и структурах этих пород можно представить, что интрузия пержанских и осницких гранитов проходила одновременно. Однако вследствие специфики местных условий, возможно, в какой-то мере в зависимости от строения и состава пород кровли, в результате продолжающихся тектонических напряжений и подвижек пержанские граниты были сильно катаклазированы и милонитизированы особенно интенсивно вдоль контактов гранитов с кварцитами и сланцами. При последующих интрузивных проявлениях эти тектонически ослабленные зоны должны были явиться благоприятными путями для проникновения по ним более молодых магм и их производных, например, коростенского гранита. При достаточно продолжительном и интенсивном их гранитизирующем и метасоматическом воздействии вполне допустимо более или менее значительное преобразование более древних пержанских гранитов, вплоть до приобретения ими в ряде мест признаков молодых коростенских гранитов, что и является, повидимому, причиной отнесения их многими исследователями к коростенскому комплексу. При этом явно недооценивается такой важный фактор, как сохранение на значительных площадях структур дробления и милонитизации пержанских гранитов, совпадающих с направлением протерозойских структур.

На площади развития пержанских гранитов С. И. Евсеева, А. Д. Ракитин и др. (1953) установили следующие проявления метасоматоза: окварцевание, проявляющееся наиболее широко во времени и пространстве; одновременно начинается и процесс фельдшпатизации пород, причем на начальных стадиях он носит характер микроклинизации. Вскоре калиевый метасоматоз сменяется альбитизацией и местами железо-натровым метасоматозом. В результате образуется своеобразная альбито-пертито-кварцевая порода, наследующая от катаклазитов и милонитов ориентированную структуру. Эти породы, внешне сходные с пержанскими гранитами, развиты на довольно большой площади в районе сс. Перга, Рудня Пержанская, Рудня Хочинская, Юрово.

Дальнейшее метасоматическое изменение альбито-пертито-кварцевых пород в направлении ожелезнения и образования ферриторитовых руд имеет более локальное распространение, контролируясь зонами тонкого кливажа и дробления.

В составе этих руд установлены: ферриторит, циркон, ксенотим, касситерит, кварц, альбит, биотит, микрочешуйчатые слюдоподобные агрегаты, изредка пирит, пирротин, марказит, галенит. Касситерит обычно черного, реже бурого цвета с жирным и стеклянным блеском. Форма зерен обычно неправильная, но встречаются и короткопризматические кристаллики с пирамидками на концах. В пробе из альбито-кварцевого метасоматита в 800 *м* выше водяной мельницы с. Перга К. М. Романюхой определено содержание касситерита 60 *г/т*.

На востоке пержанские граниты, катаклазиты, тектониты и метасоматиты контактируют (непосредственный контакт скрыт под наносами) с песчаниками и кварцитами овручской серии. Породы этой серии прослеживаются в рельефе в виде двух параллельных замыкающихся на юге кряжей — топильнянского и белокоровичи-озерянского. Между ними местность понижена и заболочена, что некоторыми исследователями объясняется нахождением в этих местах пород иного петрографического состава, например сланцев, как легче поддающихся выветриванию. Возможно, что наблюдаемые современные формы рельефа в значительной степени обусловлены также тектоникой кристаллического фундамента.

Описываемые кряжи сложены светлыми, белыми, серыми, реже розоватыми или зеленоватыми кварцитами и песчаниками с прослоями зеленовато-серого пирофиллито-хлоритового сланца и конгломератов (преимущественно вдоль западного склона замыкания кряжей). В северной части полоса этих пород сменяется красным толкачевским кварцитом, но взаимоотношения между ними из-за плохой обнаженности не установлены.

Для конгломератов и песчаников характерна сильная дислоцированность, проявляющаяся в образовании мелких складок, зон дробления, мелких вертикальных сбросов и многочисленных плоскостей скольжения. В результате тектонических воздействий песчаник приобрел плитчатость, простирание которой хорошо выдерживается на всем протяжении полосы в направлении СВ 60—70° с падением на СЗ под ∟ от 15 до 30—40°.

Гнейсово-мигматитовые архейские породы граничат с пержанскими гранитами на севере и юге. Гнейсы представлены биотитовыми, хлоритовыми и амфиболовыми разновидностями и редко встречаются в чистом виде. Они обычно подвержены воздействию кировоградско-житомирских гранитов, образуя гаммы постепенных переходов от инъекционных гнейсов и мигматитов к гибридным гранитам.

С юго-запада пержанские граниты окаймляются породами осницкого интрузивного комплекса. Из большого разнообразия пород осницкого плутона, расположенного к западу в пределах Ровенской области, в описываемом районе присутствуют лишь диориты и гранодиориты, появление которых Л. Г. Ткачук связывает с воздействием образовавшегося во вторую фазу интрузии осницкого гранита на основные породы, относящиеся к первой фазе.

В пределах сформированного многоярусного складчатого сооружения, представляющего собой жесткую мало подвижную структуру в связи с более поздними разломными деформациями, происходила интрузия сложного комплекса основных и кислых пород коростенского плутона. А. А. Полканов (1948), анализируя геологическое строение и структуры основного (габбро-лабрадоритового) массива Волыни, пришел к заключению о том, что этот массив представляет собой межформационный хонолит, размещающийся между кристаллическим цоколем и покрывающей его осадочной толщей овруча. Образование основных пород он связывает с первой, а кислых — со второй фазой интрузивной деятельности.

И. С. Усенко в последнее время (1955) считает, что основные и кислые породы коростенского комплекса образованы не только в разное время, но и различными по генезису магмами. По его представлениям основная группа пород возможно синхронна верхнедевонским эффузивам черниговской опорной скважины, а кислые породы синхронны со складчатым этапом Донецкой подвижной зоны (герциниды).

Довольно широко распространенные серии дайковых пород представлены почти непрерывным рядом пород различного состава от основных до кислых. Большинство исследователей рассматривает диабазы и диабазовые порфириты как эффузивную фацию основных интрузий коростенского комплекса, а излияния кварцевых порфиров, гранит-порфиров и других связывают с последними фазами интрузий коростенских гранитов. Выходы кварцевых порфиров известны вдоль южного контакта овручской формации с коростенскими гранитами в районе с. Тепеница, среди гнейсово-мигматитовой толщи и др.

В пределах рассматриваемого района сравнительно часто обнаруживаются основные породы эффузивных и гипабиссальных фаций, более подробная характеристика которых приведена в статье этого же сборника при описании рудопроявлений титана на северной окраине Украинского кристаллического щита.

Вскрываемый современным эрозионным срезом сложный характер тектоники района обусловлен длительной историей формирования этого

участка кристаллического щита со сменой орогенического режима в наиболее древнюю архейскую эпоху платформенным режимом с неоднократными проявлениями разломной тектоники. Наблюдаемое сложное сочленение разновозрастных интрузивных и метаморфических комплексов в значительной степени связано, очевидно, с различной амплитудой смещения по вертикали крупных блоков, возникавших в связи с разломной тектоникой. Проявление более молодых складчатых и дизъюнктивных нарушений в ряде случаев могло приспосабливаться и накладываться на существующие более древние структурные формы.

На основании данных, приводимых С. И. Евсеевой, А. Д. Ракитиным и др. (1953), в рассматриваемом районе можно выделить следующие структурные единицы:

1. Наиболее древние складчатые структуры архейской гнейсово-мигматитовой толщи, простирающиеся в северо-западном направлении (СЗ 300—330°). В пределах Украинского кристаллического щита северо-западной системой складок фиксируются наиболее древние крупные складчатые сооружения, охватывающие гораздо более половины щита.

В районе с. Хочин часто наблюдаются северо-восточные простирания, появление которых предположительно связывается с влиянием интрузий осницкого гранита.

2. Структуры песчаников овручской серии, выступающих в рельефе в виде Белокоровичи-Топильнянского и Озерянского кряжей. Последний разорван у с. Рудни Озерянской выходами пержанских гранитов. В пределах кряжей простирание плитчатости песчаников и различных элементов тектоники (складок, надвигов) имеет северо-восточное направление (СВ 60°).

3. Структуры сущано-пержанской зоны разлома северо-восточного простирания в пределах массива пержанских гранитов. Примерно в осевой части зоны зажаты кварциты, нередко дистеновые и андалузито-дистеновые и сланцы кварцево-серицитового, двуслюдистого, хлоритового и иного состава.

4. Структуры осницких гранитов (протерозой) со структурными линиями, ориентированными в северо-восточном направлении.

Из вышесказанного видим, что для данного района преобладающими являются северо-восточные направления структур. Весьма знаменательно совпадение их для интрузивных и метаморфических комплексов, относимых к образованиям различного возраста. Подобное наложение является, очевидно, до некоторой степени следствием формирования их в основном в платформенных условиях и приспособления вновь образующихся структур к существовавшим структурам уже достаточно жесткого фундамента. Выяснение характера и взаимоотношений этих разновозрастных тектонических проявлений в таком закрытом районе представляет чрезвычайно трудную, но практически важную задачу. Решение ее должно помочь выявлению закономерностей рудоносных проявлений. Существенную помощь здесь может оказать широкое применение геофизических работ, преимущественно сейсморазведки.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что при общем выдержанном северо-восточном простирании свиты овручских кварцитов и песчаников она обрывается на западе в близком к субмеридиональному (ССЗ) направлении. Такой довольно резкий субмеридиональный обрыв северо-восточных структур напрашивается на предположение о его тектоническом, разломном, повидимому, сбросовом характере. Необходимо отметить, что, например, так наз. Дедово озеро, располагающееся на севере этой зоны, представляет в современном рельефе идеально выравненную заболоченную сравнительно широкую полосу субмеридионального направления, очевидно фиксирующего эту тектоническую зону.

Опытными сейсмическими работами корреляционным методом пре-

ломленных волн, проведенными в 1955 г. В. В. Кравец под руководством В. Б. Соллогуба, устанавливается в районе Дедова озера ряд линий разлома, однако судить о их направлении сейчас не представляется возможным, так как был выполнен только один субширотный профиль. По этому профилю на участке буровой линии № 31 (рис. 5) отмечается серия тектонических более мелких нарушений (А. Я. Хатунцева, А. П. Ромоданова, В. В. Кравец, 1955), которые могут оказаться элементами рудоконтролирующих структур. Дальнейшее проведение работ по сейсморазведке поможет установить направление линий разломов и их характер.

Особый интерес должны представлять тектонические пересечения, очевидно, более молодого субмеридионального (ССЗ) направления с более древними северо-восточными структурами, как благоприятные узлы для возможного оловоносного и других рудопроявлений.

Кора выветривания и вторичные каолины

С поверхности кристаллических пород происходило образование более или менее мощной коры выветривания — дресвы и первичных каолинов. Мощность коры выветривания непостоянна и колеблется от 0,5 до 8—10 *м* и более. О полном разрезе коры выветривания сейчас еще судить трудно, так как особенно в случае увеличенной мощности каолинов станками «Эмпайр» вскрыта лишь их верхняя часть.

При небольшой мощности коры выветривания можно проследить с глубиной переход от первичных каолинов, нередко с большим количеством мелких обломков, к сильно каолинизированной дресве с постепенным уменьшением степени ее каолинизации книзу, вплоть до полного исчезновения и смены дресвы почти монолитными кристаллическими породами, лишь слегка затронутыми процессами выветривания.

Зона преимущественно механической дезинтеграции, представленная дресвой кристаллических пород, прослеживается обычно на возвышенных частях кристаллического фундамента и имеет меньшую мощность, чем каолиновая кора выветривания. Часто мощность дресвы составляет 0,5—1,0 до 2,0 *м*. Обращает на себя внимание повсеместная распространенность каолиновой коры выветривания в пределах площади развития палеогеновых толщ, что свидетельствует о ее древнем, возможно допалеогеновом возрасте. Данные для более точного определения возраста древней коры выветривания описываемого района пока отсутствуют. Для более южных районов Полесья на обширной территории бассейнов рр. Ирша и Уж возраст широко развитой каолиновой коры выветривания в последнее время на основании спорово-пыльцевых анализов, покрывающих ее континентальных толщ, определяется как доверхнеюрский (Ромоданова, Ломаева, Хатунцева — 1954; Веклич, Ромоданова — 1955). Не исключено существование для этих близрасположенных районов общего континентального перерыва и примерно одинаковых благоприятных условий для регионального развития процессов каолинизации, так как известно, что для образования мощной каолиновой коры выветривания необходим ряд специфических условий — отсутствие эрозии и отложения континентальных осадков, однородность климата и органической жизни на всей территории, на которой образуется данная элювиальная толща и т. д. (И. И. Гинзбург, 1947, В. П. Петров, 1948).

Более плотные песчано-глинистые отложения морского палеогена, сохраняющиеся в пониженных частях рельефа, защищали древнюю кору выветривания от интенсивного четвертичного размыва, когда на значительных площадях полностью уничтожались не только дочетвертичные осадочные породы, но также и элювиальные каолиновые толщи, причем размыв происходил нередко до неизмененных кристаллических пород.

Древняя кора выветривания, повидимому, подвергалась размыву

также в допалеогеновое и палеогеновое время, когда частично, а иногда и полностью (обычно на склонах понижений) смывался верхний каолиновый горизонт, обнажая подстилающую его каолинизированную дресву. Об этом свидетельствует также наблюдаемая повсеместная примесь каолинитового вещества в песках, подстилающих палеогеновые глауконитсодержащие глины и суглинки, а также в ряде мест содержание каолинитового вещества и в нижних горизонтах палеогеновой толщи.

Первичные каолины окрашены обычно в светло-серый до белого, зеленовато-серый, серовато-зеленый и розовато-серый цвет. В них нередко сохраняются первоначальные структуры, среди которых иногда различается среднезернистое сложение гранитоидных пород благодаря пятнистому расположению темноцветных компонентов, образующих скопления до 5 *мм* в зависимости от степени изменения их в виде темно-серых с зеленоватым оттенком до светло-зеленовато-серых пятен.

Иногда в каолинах как будто бы распознается аплит-гранитная структура, местами встречаются обломки хлоритовых (или хлоритизированных ?) сланцев, и сами каолины в этих случаях бывают окрашены в серовато-зеленый цвет до темно-зеленого. Первичные каолины и структурные глины, образующиеся за счет основных пород, характеризуются более темной пятнистой окраской.

Однако во многих случаях первоначальная структура пород в верхней вскрытой части каолиновой толщи не сохраняется и тогда нередко бывает затруднительно безоговорочное отнесение их к первичным каолинам тем более, что первичные каолины местами подвергались незначительному местному перемыву и переотлагались во вторичные каолины.

Так, например, значительным распространением и наибольшей мощностью пользуются серовато-белые и светло-серые с голубоватым или зеленоватым оттенком каолины, нередко со значительной примесью тонкочешуйчатой белой слюды (серицит ?). Эти каолины содержат обычно большее или меньшее количество обломков кварца и кварцита (?), нередко ноздреватых, в количестве от 5—10 до 40—50%. В ряде мест явно перемытый и переотложенный их характер определяется по присутствию наряду с угловатыми обломками также гальки кварца, реже по наличию в этих каолинах маломощных прослоев песка или щебня, иногда по тонкой отмученности и слоистости. Возможно, что перемыв и переотложение первичных каолинов происходили в условиях, близких к озерным, когда при почти местном взмучивании и переосаждении материала кластические зерна могли и не приобретать признаков окатанности.

В связи с тем, что глубокое бурение, которое позволило бы вскрыть всю толщу каолинов, не производилось, взаимоотношение вторичных и первичных каолинов, как и связь последних с довольно большим количеством петрографических разновидностей во многом еще остаются неясными. Несомненно, что сложный петрографический состав и тектоника кристаллического фундамента описываемого района должны были оказать непосредственное влияние на характер и мощность коры выветривания. Тектонически более нарушенные зоны, очевидно, легче поддавались физическому и химическому разрушению и возможно, что тектониты подвергались каолинизации на большую глубину. Вполне возможно, что устанавливаемые при вертикальном электрозондировании участки более глубокого залегания не измененных кристаллических пород (Толстой М. И., 1955) могут быть связаны с каолинизацией тектонически сильно нарушенных зон соответствующего петрографического состава.

Дочетвертичные осадочные отложения

Согласно существующим представлениям, основанным, главным образом, на изучении естественных обнажений, кристаллический фундамент в пределах исследованного района покрывается, главным образом,

четвертичными отложениями. При проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 А. Н. Козловской и В. С. Перельштейн (1952) из дочетвертичных отложений были отмечены отложения полтавской свиты (N_1—Pg_3) в обнажении возле х. Сылец и в скважинах у с. Обышень. В скважине из района с. Замысловичи на первичных каолинах фиксировались отложения киевского яруса палеогена, представленные средне- и разнозернистыми песками и светло-серыми песчаниками с фауной.

По материалам поисково-разведочного бурения А. Я. Хатунцевой и А. П. Ромодановой устанавливается довольно широкое островное распространение глауконитсодержащих отложений палеогена, относящихся по предварительным данным к харьковскому ярусу. Сплошное распространение морских отложений харьковского яруса палеогена известно севернее крайних выходов кристаллического фундамента на дневную поверхность, т. е. уже в пределах БССР (Лепченко Г. Я., Ткачук Л. Г., Заморий П. К., 1947). Не исключено, что не все глауконитсодержащие песчано-глинистые отложения будут принадлежать харьковскому ярусу, а частично могут относиться и к киевскому ярусу, отложения которого отмечены А. Н. Козловской в южной части района, а также могут быть переотложены в четвертичное время. Однако, по всей вероятности, отложения киевского яруса имеют подчиненное значение. Возможно, например, что следами размыва последних являются нередко встречающиеся обломки светло-серого слабо сцементированного мелкозернистого песчаника с темно-зелеными зернами глауконита.

Палеогеновые отложения сохраняются, как правило, в понижениях, обычно незначительных, древнего рельефа. Они представлены мелкозернистыми до тонкозернистых зеленовато-серыми до темно-зеленых песками и глинами, которые довольно хорошо выдерживаются как в вертикальном, так и в горизонтальном разрезах. Пески обычно сильно глинистые, уплотненные, слюдистые, глины—вязкие, плотные, иногда также с примесью чешуек бесцветной слюды. Нередко наблюдаются переходы от песков к песчанистым глинам и глинам, причем в ряде случаев можно проследить закономерную их смену в вертикальном и горизонтальном направлении. Так, например, развитые на правобережье р. Перги к востоку от с. Перга глинистые фации палеогена сменяются в западном направлении песчанистыми глинами и песками, для которых характерна смена с глубиной более глинистых осадков песчаными. Примерно такое же распределение фаций со следами более позднего размыва прослеживается в южном направлении, где глинистые и песчано-глинистые отложения уже разобщены выступом кристаллического фундамента (рис. 12). В северном направлении весь разрез палеогена представлен зелеными и темно-зелеными глинами.

Палеогеновые глины нередко содержат большую или меньшую примесь песчаного материала, а иногда и мелких обломков пород. Последние в большом количестве нередко присутствуют в песчанистых глинах и особенно в песчаных отложениях. Такой характер глауконитсодержащих осадков палеогена является, повидимому, результатом отложения их в мелководном морском бассейне или его заливах, и до некоторой степени очевидно связан с размывом более древних осадочных толщ. Реликтами последних, возможно, является маломощный слой неравномернозернистых до мелкозернистых серых каолинистых песков, залегающих непосредственно на каолинах и во многих случаях подстилающих глауконитсодержащие отложения палеогена. Эти пески обычно отличаются значительным содержанием мелких и крупных обломков кварца, кварцита и других минералов и пород, а также часто наличием наряду с угловатыми обломками хорошо окатанной кварцевой гальки. Они часто и составляют основной оловоносный пласт.

Палеогеновые отложения во многих местах как в пределах равнины полесского типа (на междуречьях), так и современных речных долин

(особенно р. Перги) частично или полностью размыты. Так, например, в долине р. Перги по линии № 29 вблизи правого склона остатки палеогеновой толщи (?) распознаются как по общему характеру, так и по уцелевшей от размыва под ними каолиновой толще, тогда как, начиная со скважины № 28 и до крайней скважины № 12, выдерживается аллювиальный характер отложений (Q_{IV}^{al}) с размывом до дресвы кристаллических пород (рис. 12).

На ряде участков р. Перга врезается в толщу палеогеновых отложений, иногда частично перемывая (и переотлагая) их, а иногда прорезает эту толщу полностью.

Палеогеновые отложения залегают обычно на небольшой глубине, до 4—6 *м*, реже глубже — до 10—15 *м*. Мощность этих отложений небольшая, чаще всего в пределах 2—4, иногда 6—7 *м*.

Глауконитсодержащие песчано-глинистые толщи палеогена прикрываются четвертичными отложениями.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения распространены повсеместно и как наиболее молодые образования залегают в виде почти сплошного покрова на более древних отложениях. Отсутствуют они только в местах выходов на поверхность кристаллических пород. Мощность четвертичных отложений в данном районе, в связи с неглубоким залеганием кристаллического фундамента, обычно небольшая и редко достигает 15—20 *м*.

Четвертичные отложения на территории исследований в литологическом отношении представлены в основном песками различной зернистости (от мелкозернистых до гравийно-галечных), реже безвалунными суглинками, глинами и торфом (табл. 1).

В толще четвертичных отложений выделяются следующие генетические типы: водно-ледниковый, аллювиальный, элювиальный, элювиально-делювиальный и эоловый (рис. 11).

Наибольшим площадным распространением пользуются водно-ледниковые отложения. Остальные генетические типы приурочены к определенным геоморфологическим элементам и встречаются реже. Моренные отложения на территории исследований не встречены (безвалунная область П. А. Тутковского).

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения в районе исследований занимают значительные площади на междуречных пространствах (рис. 11). Они представлены песками, преимущественно среднезернистыми, реже мелкозернистыми с примесью гравийных зерен и галек. Иногда в толще этих песков встречаются прослои суглинков, глины и торфа. Цвет песков преимущественно желто-серый или светло-серый. В толще флювиогляциальных отложений по литологическим признакам выделяются обычно два горизонта: а) верхний более мощный, представленный мелко- и среднезернистыми песками с незначительным содержанием гальки и обломков кварца и кристаллических пород, б) нижний менее мощный, представленный крупнозернистыми и гравелистыми светло-серыми песками с большим содержанием обломков кварца и гранита, иногда достигающим 50—60%. Этот слой образовался, повидимому, за счет перемыва флювиогляциальными потоками более древних отложений. Водно-ледниковые пески содержат незначительное количество касситерита. Однако на отдельных участках долинообразных понижений в нижней части толщи этих отложений в единичных пробах обнаружены повышенные содержания касситерита, достигающие 80—121 *г/м*^{3}. Обогащение водно-ледниковых отложений, очевидно, произошло за счет перемыва оловосодержащих дочетвертичных отложений, залегающих в этих долинообразных понижениях.

Таблица 1

Сравнительная таблица гранулометрического состава четвертичных отложений различных генетических типов

Место взятия образца	Глубина взятия в *м*	Гравий			Песок					Пыль					Геологические индексы
					очень крупный	крупнозернистый	среднезернистый	мелкозернистый	тонкозернистый						
		> 5,0	5,0—3,0	3,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001		
В 1 *км* на ЮВ от с. Перга. Бугор из песков и кристаллических пород	0,5	—	—	—	5,5	1,2	66,6	23,2	2,6	0,2		0,7			
Песчаный бугор по дороге Перга — Кованка	0,5	—	—	—	3,7	4,6	56,2	27,5	6,0	1,8		0,2			$Q_{III}^{fgl} - Q_{IV}^{eol}$
Левый берег р. Уборть, с. Хочино, песчаный вал	1,0	—	—	—	0,6	2,5	40,7	46,6	9,0	0,1		0,5			$Q_{III}^{fgl} - Q_{IV}^{eol}$
В 300 *м* на север от с. Юрово. Песчаные дюны	0,5	—	—	0,2	7,7	12,7	41,8	29,3	7,1	0,9		0,3			$Q_{III-IV}^{e\ l}$
Левый берег р. Перги 1-я надпойменная терраса в 1,0 *км* на ЮВ от села	1,5	—	—	—	—	0,2	10,7	15,3	14,7	46,9	8,1	2,6	1,5		Q_{III}^{al}
В 1,5 *км* на юг от с. Устинова 1-я надпойменная терраса р. Перги	1,0	—	—	0,6	4,4	9,6	47,9	29,4	6,3	1,0		0,8			Q_{III}^{al}
Л. 1268, скв. 184	5,0—5,5	—	—	—	5,6	18,8	60,2	10,7	4,3	0,2		0,2			Q_{III}^{fgl}
Л. 1268, скв. 184	5,5—6,0	—	—	—	1,5	7,9	56,1	15,7	11,0	4,5		3,3			Q_{III}^{fgl}
Л. 1268, скв. 184	6,5—7,0	—	—	—	—	0,1	9,4	12,0	25,3	34,6		18,6			$Q_{II-III}^{intergl}$ (торф)
Л. 1268, скв. 184	7,0—7,5	0,2	0,2	0,4	4,3	5,3	56,8	14,6	13,7	1,9		2,6			Q_{II}^{fgl}
Л. 1268, скв. 184	7,5—8,0	1,1	1,3	0,7	2,6	4,6	63,9	15,7	4,8	3,1		2,2			Q_{II}^{fgl}
Л. 1268, скв. 184	8,0—8,5	1,3	4,5	7,1	14,6	9,1	18,2	9,2	9,1	17,4		9,5			Кора выветривания
Л-7, скв. 234	2,5—3,0	—	—	—	1,4	9,5	52,1	1,2	27,3	6,7		1,8			
Л-7, скв. 234	3,5—4,0	—	0,9	0,7	3,8	12,8	51,8	16,6	4,7	7,1		1,6			Q_{II-III}^{fgl}
Л-7, скв. 234	4,0—4,5	0,4	0,5	0,5	3,7	12,0	44,5	22,2	6,0	7,5		2,7			
Л-7, скв. 234	7,0—7,5	4,3	4,6	4,8	2,1	2,6	56,9	6,6	11,5	4,2		2,4			
Л-25, скв. 112	2,5—3,0	0,3	3,5	21,6	21,9	10,3	23,0	7,1	3,1	4,1	0,9	0,5	3,7		
Л-25, скв. 112	4,5—5,0	0,5	2,3	23,9	32,6	12,8	15,4	6,0	2,8	2,3		1,4			

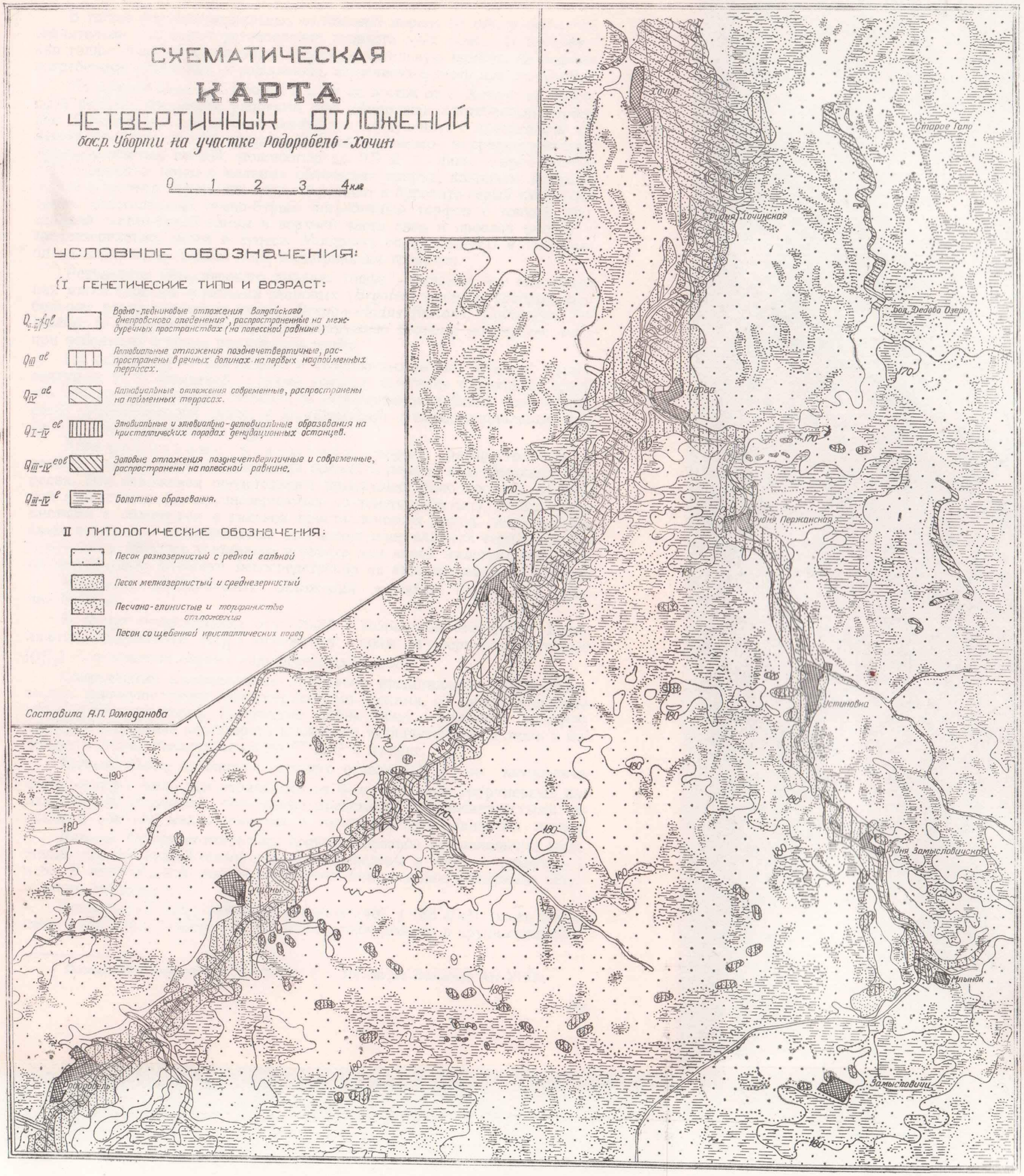

СХЕМАТИЧЕСКАЯ
КАРТА
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
бас.р. Уборти на участке Родоробель - Хочин
0 1 2 3 4 км
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:
I ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ВОЗРАСТ:
Водно-ледниковые отложения валдайского днепровского оледенения, распространенные на междуречных пространствах (на полесской равнине)
Аллювиальные отложения позднечетвертичные, распространены в речных долинах на первых надпойменных террасах.
Аллювиальные отложения современные, распространены на пойменных террасах.
Элювиальные и элювиально-делювиальные образования на кристаллических породах денудационных останцев.
Эоловые отложения позднечетвертичные и современные, распространены на полесской равнине.
Болотные образования.
II ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:
Песок разнозернистый с редкой галькой
Песок мелкозернистый и среднезернистый
Песчано-глинистые и торфянистые отложения
Песок со щебенкой кристаллических пород
Составила А.П. Ромоданова
Хочин
Старое Село
Рудня Хочинская
Бол. Дедово Озеро
Дерга
Рудня Пержанская
Устиновка
Рудня Замысловичская
Сущаны
Млынок
Замысловичи
Родоробель

Рис. 11.

В толще флювиогляциальных отложений морена не обнаружена, что значительно усложняет установление возраста этих пород. В расчленении толщи флювиогляциальных песков значительную помощь оказывают погребенные торфяники, к сожалению, встречаемые здесь довольно редко.

На правом берегу р. Уборти в 2 *км* на восток от с. Хочино на полесской равнине буровыми работами был обнаружен погребенный торфяник. Условия залегания этого торфяника следующие: с поверхности залегает болотная почва, сформированная на мелко- и среднезернистых буровато-желтых песках, мощностью до 0,5 *м* и ниже — ярко-желтые слабоглинистые пески с мелкими обломками кварца, кварцита, полевого шпата и гранита. Пески эти книзу переходят в буровато-серый глинистый песок, подстилаемый темно-бурым погребенным торфом с тонкой прослойкой светло-бурой глины в верхней части слоя и прослои мелко- и среднезернистого песка и супеси. Мощность торфяника 2,0 *м*. Залегает он на каолинизированной коре выветривания гранитов.

Результаты ботанического анализа торфа [1] показали, что его основная масса сложена остатками гипновых (*Bryales*) мхов, из которых наибольшее распространение имели: *Drepanocladus fluitans, Calliergon, Paludella*. В исследованном образце обнаружено большое количество мхов при небольшой степени разложения торфа.

На основании ботанического и спорово-пыльцевого анализа, произведенного Е. Т. Ломаевой, а также условий залегания торфяника, время его образования следует относить к днепровско-валдайской (рисс-вюрмской) межледниковой эпохе, а вышележащие флювиогляциальные пески — к валдайской эпохе (Q_{III}^{fgl}).

Аллювиальные отложения широко распространены в речных долинах Уборти и Перги на поймах и первых надпойменных террасах. Эти отложения представлены преимущественно песками различной зернистости (от крупнозернистых до тонкозернистых), иногда глинистыми с обломками и галькой кристаллических пород, реже суглинками и супесью. Аллювиальные отложения подстилаются серо-зелеными глинистыми песками третичного возраста или корой выветривания, а в речных долинах залегают непосредственно на кристаллических породах

Мощность аллювиальных отложений достигает 15—20 *м*, в среднем 3—5 *м*.

В толще аллювиальных отложений в возрастном отношении выделяются: современные (Q_{IV}^{al}) отложения пойм и верхнечетвертичные (Q_{III}^{al}) — отложения первых надпойменных террас.

Современные аллювиальные отложения представлены разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песками, с галькой и щебнем кристаллических пород. Количество щебня книзу горизонта увеличивается. Содержание касситерита в аллювии незначительное и лишь в некоторых местах увеличивается до 57 *г/м*^{3} и больше.

Аллювиальные отложения верхнего отдела (Q_{III}^{al}) по литологическому составу мало чем отличаются от более молодых современных аллювиальных отложений. Они также представлены разнозернистыми песками с линзами мелкозернистых и тонкозернистых глинистых песков.

Данные гранулометрического состава образцов аллювиальных отложений первой надпойменной террасы приведены в табл. 1 (образцы 5 и 6). В нижней части толщи встречается значительное количество обломочного материала.

Повышенные содержания касситерита (467 и 485 *г/м*^{3}) также встречены были лишь в некоторых участках речной долины в крупнозернистых

[1] Определения произведены Каревой Е. В. в Институте Ботаники АН УССР.

песках с обломками и галькой кристаллических пород, залегающих на коре выветривания. Возможно, что образование этих крупнозернистых песков происходило за счет перемыва сохранившихся в понижениях кристаллического фундамента древнеконтинентальных россыпей.

Элювиальные отложения четвертичного возраста на территории исследований значительного распространения не имеют и прослеживаются лишь в местах выходов на поверхность кристаллических пород. Они представлены продуктами разрушения кристаллических пород, преимущественно дресвой, и по своему составу тесно связаны с коренными породами.

Элювиально-делювиальные отложения образовались под воздействием процессов выветривания и плоскостного смыва на склонах бугров, сложенных кристаллическими породами. Они представлены песчано-глинистым материалом с угловатыми обломками кристаллических пород. Мощность элювиальных и элювиально-делювиальных отложений 0,2—2,0 *м*. В результате почвообразовательных процессов местами на них сформировалась современная почва. По содержанию касситерита эти отложения не представляют значительного интереса.

Эоловые отложения на территории исследований имеют сравнительно ограниченное распространение и приурочены к участкам равнины полесского типа и первых надпойменных террас Уборти, где водно-ледниковые пески были слабо закреплены растительностью. Здесь пески переработаны ветром и собраны в дюны и кучугуры. В бассейне р. Уборти эти отложения встречены севернее сс. Хочино, Юрово, Замысловичи, в районе Дедова озера и на восток от с. Рудня Пержанская (рис. 11). Пески эти по гранулометрическому составу мало чем отличаются от флювиогляциальных. Они преимущественно среднезернистые (фракции 0,5—0,1 *мм* в них достигает 71—87%), содержание пыли и глины очень незначительное (0,2—0,5%) и количество крупнозернистого песка находится в пределах 2,5—12,7% (табл. 1).

В заключение следует отметить, что из всех описанных выше генетических типов четвертичных отложений наиболее высокие содержания касситерита встречены в флювиогляциальных и аллювиальных отложениях, залегающих в древних погребенных долинообразных понижениях. Обогащение их касситеритом, повидимому, произошло за счет перемыва более древних континентальных россыпей касситерита.

Россыпи касситерита

Проведенными ГРП № 4 Центральной ревизионной экспедиции МЦМ СССР поисково-разведочными работами оловоносные россыпи выявлены и частично разведаны на правобережье р. Перги к востоку от с. Перга.

Эти россыпи не связаны с современной долиной р. Перги, а приурочены к пониженным частям древнего рельефа, погребенным под четвертичными отложениями. Эти, выработанные в дочетвертичное время, неровности в рельефе кристаллического фундамента (главным образом его коры выветривания) в современном рельефе междуречных пространств равнины полесского типа обычно не выражены. Лишь иногда современная поверхность над ними является несколько более выравненной и заболоченной.

Понижения древнего рельефа имеют небольшую амплитуду. Глубина депрессионных участков лишь иногда достигает 10—12 *м*. Несмотря на небольшой врез, эти понижения имеют довольно четко выраженный профиль со сравнительно выравненной поверхностью днища, слабая волнистость которого создается разницей в отметках, не превышающей обыч-

но 1,0—1,5 *м*. Ширина днищ колеблется чаще всего в пределах 100—250 *м*. При меньшей ширине днища понижения имеют обычно более сглаженный корытообразный профиль, как это отчетливо наблюдается на рис. 12.

Склоны, ограничивающие описываемые понижения, имеют то более пологий, то более крутой наклон (0,08—0,2), в зависимости от чего образуют более или менее четкий уступ, отделяющий их от днища.

Днища понижений представляют собой в той или иной степени выравненную поверхность каолинов, первичный или, скорее, в какой-то мере переотложенный характер которых не может считаться окончательно установленным до тех пор, пока не будет вскрыт полный разрез. Каолины эти характеризуются светлой сероватой и серовато-белой, обычно с голубоватым или зеленоватым оттенком окраской и значительной примесью тонкочешуйчатой белой слюды. Они содержат в большем или меньшем количестве мелкие угловатые обломки кварца (и кварцита?), часто с изъеденной, ноздреватой поверхностью. Наличие в ряде случаев кроме них также хорошо окатанной кварцевой гальки свидетельствует о явно переотложенном характере этих отложений. Вполне допустимо, что описываемые каолины, особенно в верхней своей части, являются в основном переотложенными, так как в условиях очень близкого, почти местного перемыва и переосаждения кластический материал мог сохраняться неокатанным.

На склонах понижений в отличие от днищ в большинстве случаев выступает дресва, обычно сильно каолинизированная у их подножия. В верхней части склонов следы каолинизации, как правило, отсутствуют и зона в основном механической дезинтеграции, представленная дресвой, имеет меньшую мощность.

Описываемые понижения в рельефе кристаллического фундамента и его коры выветривания имеют древний дочетвертичный возраст. Выполнение их во многих случаях глауконитсодержащими морскими отложениями палеогена (харьковский ярус?) позволяет говорить о формировании этих отрицательных форм рельефа, очевидно, в допалеогеновое время. В основании палеогеновых толщ во многих случаях прослеживается маломощный слой (0,5—1,5 *м*, редко больше) мелкозернистых, реже средне- до крупнозернистых песков серого и светло-серого цвета, каолинистых, с небольшим количеством угловатых обломков кристаллических пород, часто совместно с хорошо окатанной кварцевой галькой. Эти пески являются оловоносными. Указанные литологические особенности их, также как и залегание на мощной каолиновой толще, несколько напоминают продуктивные континентальные отложения мезозоя (J_3—Cr_1) более южных районов Полесья (бассейны рр. Уж и Ирша). Не исключено, что в этих сравнительно близрасположенных районах северо-западной окраины Украинского кристаллического щита существование примерно одинаковых климатических, гидрологических, геологических и других условий могло способствовать накоплению на достаточно широких территориях мезозойских континентальных осадочных толщ с предшествовавшей им эпохой интенсивного каолинообразования. Отличия дальнейшей геологической истории этих районов могли, естественно, обусловить и различную степень сохранности этих осадков. Вполне вероятно, что залегающий в исследованном районе непосредственно на каолинах оловоносный слой песков является остатками континентальной мезозойской толщи, смытой во время трансгрессий палеогенового моря (киевского и харьковского). Следы размыва палеогеновым морем более древних отложений фиксируются нередко наличием в нижней части морских глауконитсодержащих обычно тонких песчано-глинистых осадков примеси более крупного кластического материала, в том числе обломков и щебенки кристаллических пород, реже кварцевой гальки, столь обычных для описываемого слоя подстилающих их оловоносных песков. На размыв более

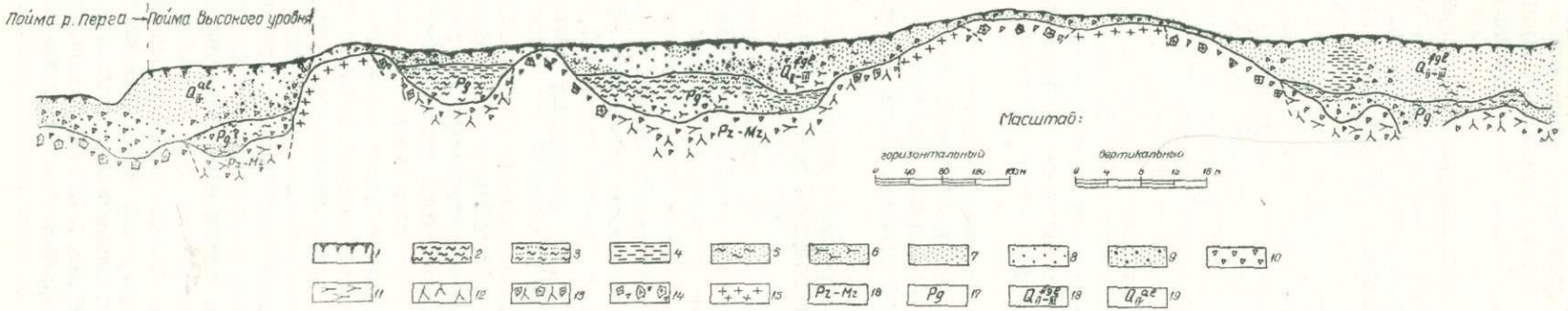


Рис. 12. Геологический разрез через долину р. Перга и равнину полесского типа по линии № 29:

1 — почвенный слой; *2* — глина; *3* — глина песчанистая; *4* — супесь; *5* — песок глинистый; *6* — песок каолинистый; *7* — песок мелкозернистый; *8* — песок среднезернистый; *9* — песок разнозернистый; *10* — обломки кристаллических пород; *11* — вторичный каолин; *12* — первичный каолин; *13* — каолинизированная дресва; *14* — дресва; *15* — кристаллические породы. Возраст и генезис отложений: *16* — палеозой-мезозойские отложения; *17* — палеогеновые; *18* — водно-ледниковые отложения днепровского и валдайского оледенения; *19* — современные аллювиальные пески.

древних отложений указывает также появление иногда в основании морской толщи палеогена весовых концентраций касситерита, причем в большинстве случаев в разрезе присутствует и подстилающий слой оловоносных песков. В ряде мест последний, повидимому, размыт.

Решение вопроса о возрасте этих палеонтологически немых, предположительно допалеогеновых континентальных осадков, возможно лишь с помощью спорово-пыльцевых анализов, отбор которых в описываемом районе также затруднен, в связи с почти полным отсутствием среди них глинистых осадков, в которых сохраняются споры и пыльца в достаточном для определения возраста количестве.

Для того, чтобы дать более полное представление об условиях залегания оловоносных россыпей и распределении в них касситерита остановимся несколько подробнее на описании двух разрезов по линиям 31 и 23 (рис. 13). По линии 31 на участке между скважинами 76—98 в рельефе коры выветривания кристаллического фундамента отчетливо прослеживается долинообразное понижение с относительными превышениями над днищем его указанных крайних точек на 8—9 до 10 *м*. Ширина днища 120 *м*. Поверхность его почти ровная, слегка повышающаяся к правому склону (на 1 *м*), колебания неровностей в пределах его обычно не более 1, редко 2 *м*. Днище понижения сложено голубовато-серыми плотными каолинами с обилием мелких угловатых обломков кварца.

Описываемое понижение выполнено песчано-глинистыми отложениями третичного и четвертичного возраста. В верхней части разреза хорошо выдерживается горизонт плотных темно-зеленых и серовато-зеленых палеогеновых глин. Мощность горизонта от 1,5—2,0 до 3,5 *м*. Под глинами *залегает толща мощностью 2,5—4,0 м среднезернистых зеленовато-серых* глауконитсодержащих очень плотных песков, с значительным количеством *полуокатанных и окатанных, реже угловатых обломков кварца. В основании* песчаной толщи выдерживается слой мощностью 0,5 *м* со значительным содержанием кварцевой гальки, который непосредственно покрывает каолины. Вся эта песчано-глинистая толща дочетвертичных отложений к востоку уничтожена четвертичным размывом. По скважине 92 у подножья склона этого погребенного долинообразного понижения непосредственно на каолинах сохраняются пески среднезернистые зеленовато-серые, внизу с прослоями темной зеленовато-серой глины. Общая мощность по скважине этих, возможно, частично перемытых палеогеновых осадков равна 1,0 *м*.

В связи с этим более поздним размывом описываемые выше палеогеновые отложения сменяются к востоку четвертичными мелко- и среднезернистыми до разнозернистых желтовато-серыми, серовато-желтыми до светло-серых песками с неравномерным, но чаще небольшим содержанием мелких угловатых и полуокатанных обломков кристаллических пород. *Все эти осадки, выполняющие почти целиком рассматриваемое* долинообразное понижение, сверху перекрыты в основном мелкозернистыми светло-серыми и желтовато-серыми четвертичными песками ($Q^{fg\,I}_{II-III}$) мощностью 3,5—4,5 *м*, реже — суглинками и среднезернистыми песками, которые содержат иногда отдельные обломки кристаллических пород.

Описываемые осадочные толщи и подстилающие их каолины отличаются неравномерным распределением в них касситерита. Наиболее высокие и выдержанные содержания прослеживаются в самом нижнем слое дочетвертичных песков с значительным количеством кварцевой гальки и в верхнем горизонте подстилающих их каолинов. Характерно, что в разрезе довольно хорошо выдерживаются даже очень близкие почти одинаковые количественные содержания касситерита в песках и каолинах. Содержание касситерита в самой верхней части каолиновой толщи колеблется от 35 до 580 *г/м*^{3}, и по большинству скважин с глубиной быстро убывает до 10—4 *г/м*^{3} вплоть до полного исчезновения. Среднее содер-

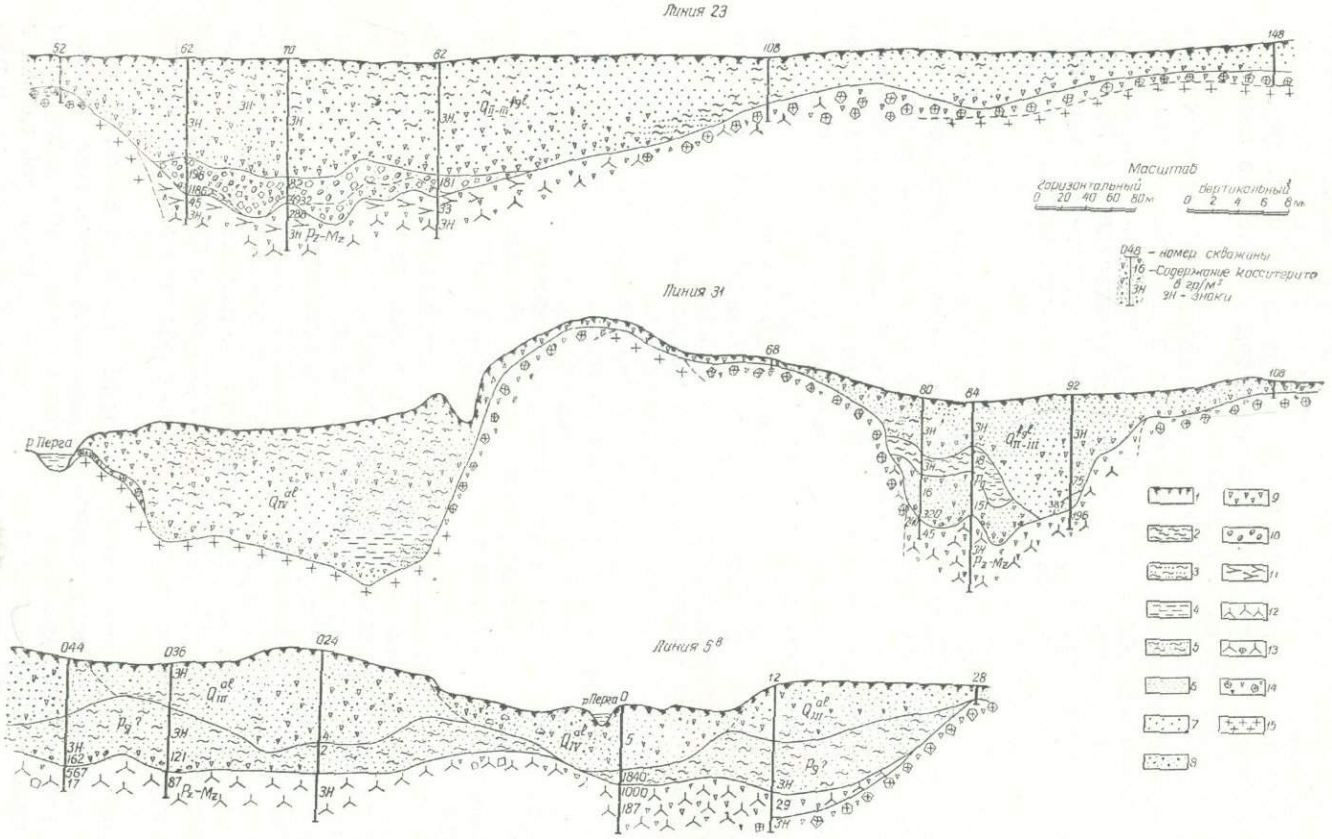


Рис. 13. Геологические разрезы долины р. Перги и полесской равнины на участках погребенных россыпей:

1 — почвенный слой; *2* — глина; *3* — глина песчанистая; *4* — супесь; *5* — песок глинистый; *6* — песок мелкозернистый; *7* — песок среднезернистый; *8* — песок разнозернистый *9* — щебенка и обломки кристаллических пород; *10* — галька кварца; *11* — вторичные каолины; *12* — первичные каолины; *13* — каолинизированная дресва; *14* — дресва кристаллических пород; *15* — кристаллические породы.

жание касситерита в верхнем слое каолина мощностью 0,5 *м* на протяжении 80 *м* составляет около 255 *г/м*³.

В покрывающих каолины песках высокие выдержанные содержания касситерита, как отмечалось выше, приурочены к самому нижнему слою мощностью 0,5 *м* и только по скважине 88 высокие содержания касситерита фиксируются для всей 1,5-метровой мощности сохранившихся от четвертичного размыва более древних песков. Среднее содержание касситерита для этих песков в том же интервале скважин 80—88 равно 303 *г/м*³. Кроме того, высокие концентрации касситерита отмечаются по скважине 92 для уцелевших от полного размыва дочетвертичных песков (395—380 *г/м*³) и подстилающих их каолинов (292—90 *г/м*³).

Остальная толща дочетвертичных зеленовато-серых глауконитсодержащих песков характеризуется низкими или крайне невыдержанными содержаниями касситерита, обычно от знаков до 27 *г/м*³. Только по скважине 84 в верхнем горизонте отмечено 58 *г/м*³ касситерита. Еще более высокие (95—237 *г/м*³), но с резкими колебаниями до 11—41 *г/м*³ пробы фиксируются по скважине 86.

Палеогеновые глины содержат, как правило, лишь знаки касситерита, за исключением отдельных проб в их подошве (14—47 *г/м*³), обогащение которой происходило, по всей вероятности, за счет подстилающих отложений.

В толще песков четвертичного возраста касситерит отсутствует вовсе или содержится в единичных знаках. Только по скважине 92 в нижнем полутораметровом интервале содержания касситерита равны 80—121 *г/м*³, что, возможно, связано с неполным перемывом нижележащих дочетвертичных оловоносных песков.

Как следует из вышесказанного, оловоносная россыпь описываемого разреза представлена верхними горизонтами каолиновой толщи и нижним слоем песков. Средняя мощность продуктивного пласта равна 1,5 *м* при общей ширине россыпи 120 *м*. Среднее содержание касситерита на пласт составляет 230 *г/м*³, среднее содержание на массу равно 41 *г/м*³.

По буровой линии № 23 между скважинами 52—108 в рельефе кристаллического фундамента выражено долинообразное понижение с относительно пологими склонами, глубиной до 8—11 *м*. Днище его сложено светлым, голубовато-серым до белого сильно слюдистым каолином с обилием мелких угловатых обломков кварца. Последний отличается изъеденной, ноздреватой поверхностью. Наличие в верхней части каолиновой толщи нередко также хорошо окатанной гальки кварца указывает на переотложенный характер этих каолинов. Ширина днища около 250 *м*, поверхность его волнистая с небольшими относительными колебаниями неровностей до 2 и даже 3 *м* в восточной части понижения, повидимому, уже в связи с более поздним размывом.

Осадочная толща, выполняющая рассматриваемое долинообразное понижение, представлена, в основном, песчаными, повидимому, разновозрастными отложениями. В восточной части понижения по скважине 108 сохраняется от размыва 0,5 *м* зеленой палеогеновой глины, плотной, вязкой, слабо слюдистой. На размыв ее указывает характер покрывающего зеленовато-серого глинистого песка со щебнем и галькой кристаллических пород, в нижней части — с прослоями этой зеленой глины. Глина залегает непосредственно на каолинизированной дресве.

Маломощные прослои темно-зеленых глауконитсодержащих суглинков прослеживаются изредка и в самой песчаной толще.

Верхняя и средняя части описываемого долинообразного понижения выполнены толщей мощностью 8—9 *м* мелко- и среднезернистых песков, серых до светло-серых, в верхней части буровато-серых, слабо глинистых. К низам толщи крупность зерна увеличивается, преобладают среднезернистые, местами до крупнозернистых пески. Они характеризуются неравномерным содержанием обломочного материала, количество которого

увеличивается к низам толщи иногда до 30—40%. В верхних частях толщи обычно редко включены единичные угловатые обломки и щебенка гранита, кварца, кварцита, иногда также мелкая галька кварца, Эти пески относятся к водно-ледниковым образованиям среднечетвертичного возраста. Они подстилаются довольно выдержанным галечно-щебенчатым горизонтом с небольшой примесью от средне- до крупнозернистого песка. Галька находится обычно в подчиненном количестве. Щебенка и более крупные обломки представлены чаще всего кварцем и гранитом, реже кварцитом, галька — преимущественно кварцевая.

Галечно-щебенчатый горизонт выполняет нижнюю часть долинообразного понижения. Верхняя граница его (кровля) сравнительно ровная, с некоторым понижением (до 1,0—1,5 *м*) в средней части. Горизонт прослеживается непрерывно на протяжении около 250 *м*. Мощность его 0,5—2,0 *м*, иногда до 3 *м*. Дальше к востоку галечно-щебенчатый горизонт не обнаруживается. Значительное содержание во встреченных здесь преимущественно среднезернистых песках остроугольных и слабо окатанных обломков кристаллических пород (до 40%) позволяет предполагать размыв, а следовательно и более древнее время образования этого горизонта.

Под галечно-щебенчатым горизонтом в районе скважин 62—82 прослеживается слой среднезернистого до крупнозернистого серого песка, плотного, каолинистого, обычно с небольшим количеством щебенки и гальки кварца. Мощность этого слоя колеблется в пределах от 0,5 до 2,0 *м*. Описываемый слой песков является продуктивным, отличаясь наиболее высокими концентрациями касситерита от 113 до 1126—4932 *г/м*^{3} Среднее содержание касситерита в этом слое общей протяженностью около 150 *м* составляет 821 *г/м*^{3} при средней мощности около 1 *м*. Покрывающий эти пески галечно-щебенчатый горизонт отличается относительно меньшими и менее выдержанными содержаниями касситерита, колеблющимися от знаков и 18—59 до 275—554 *г/м*^{3}. За редкими исключениями, высокие содержания касситерита приурочены в основном лишь к самой нижней части горизонта, возможно обогащенного за счет частичного перемыва нижележащих продуктивных песков.

Среднее содержание касситерита в галечно-щебенчатом горизонте на протяжении около 220 *м* составляет 147 *г/м*^{3} при средней мощности 2,0 *м*.

В покрывающих галечно-щебенчатый горизонт мелко- и среднезернистых песках четвертичного возраста касситерит отсутствует или содержится в единичных знаках. Только в отдельных пробах в основании толщи фиксируются иногда небольшие содержания касситерита — порядка 27—46 *г/м*^{3}, иногда до 77 *г/м*^{3} (скважины 72, 74, 82) за счет размыва подстилающего оловоносного галечно-щебенчатого горизонта.

Краткая минералогическая характеристика оловоносных россыпей

Выполненными в лаборатории ГРП № 4 Центральной ревизионной экспедиции «Главолово», Центральной лаборатории треста № 1 МЦМ СССР и в Институте геологических наук АН УССР минералогическими анализами в шлихах из оловоносных россыпей, кроме касситерита, выявлены минералы группы циркона, тантало-ниобатов, ильменит, лейкоксен, анатаз, рутил, галенит, сфалерит, молибденит, берилл, а также пирит, марказит, магнетит, турмалин, апатит, монацит, ксенотим, флюорит, топаз, шпинель, гранат, ставролит, силлиманит, дистен, андалузит, виридин, корунд, эпидот, роговая обманка, актинолит, слюды, гидрослюды, хлорит и др.

Ниже кратко приведем описание наиболее интересных из них.

К а с с и т е р и т обычно присутствует в виде зерен неправильной формы. Очень редко попадаются отдельные зерна, имеющие более или

менее правильные кристаллографические очертания призматического и бипирамидального габитуса. Лучше оформлены бывают мелкие бипирамидальные кристаллики.

Касситерит отличается своей черной окраской, гораздо реже встречаются равномерно окрашенные зерна коричнево-бурого, серовато-желтовато-бурого цвета. В отдельных случаях отмечается неравномерное окрашивание от черных до темно-красных тонов. Он непрозрачен, в тонких осколках просвечивает, буровато окрашенные разности до полупросвечивающих. Касситерит обладает различными электромагнитными свойствами, в зависимости от содержания суммы Nb_2O_5 и Ta_2O_5 (табл. 2),

Таблица 2

Химический состав касситерита из погребенных россыпей на правобережье р. Перга

	SnO_2	$(Nb+Ta)_2O_5$	FeO	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO
Касситерит из сильноэлектромагнитной фракции (линия 27, скв. 106)	90,2	5,34	1,27	н/обн.	1,70	0,04	1,39	0,28
Касситерит из слабоэлектромагнитной фракции (линия 27, скв. 106)	93,7	3,58	1,31	н/обн.	1,04	0,02	0,1	0,28
Касситерит из тяжелой фракции (линия 27, скв. 106)	96,0	1,46	1,12	н/обн.	1,0	0,06	0,15	0,25

Продолжение табл. 2

	MgO	MnO	WO_3	PbO	H_2O	Потери при прокаливании	Сумма	Удельный вес
Касситерит из сильноэлектромагнитной фракции (линия 27, скв. 106)	0,14	0,008	0,06	н/обн.	н/обн.	0,20	100,628	—
Касситерит из слабоэлектромагнитной фракции (линия 27, скв. 106)	0,20	0,002	0,04	н/обн.	0,12	0,20	100,59	—
Касситерит из тяжелой фракции (линия 27, скв. 106)	0,12	0,001	0,06	н/обн.	н/обн.	0,24	100,46	—

благодаря чему попадает как в сильноэлектромагнитную, так и слабоэлектромагнитную фракцию с наиболее высоким процентным их содержанием, а также в тяжелую неэлектромагнитную фракцию. Однако основная масса касситерита неэлектромагнитна или слабоэлектромагнитна.

На цинковой пластинке при обработке соляной кислотой восстановление до металлического олова нередко происходит только после повторной обработки, в отдельных случаях лишь после предварительного измельчения зерен. Под микроскопом касситерит обычно неравномерно окрашенный от коричневого и темно-коричневого до бесцветного. Нередко обнаруживается плеохроизм от коричневого и красновато-коричневого до бесцветного. Светопреломление очень высокое, двупреломление большое. Одноосный положительный.

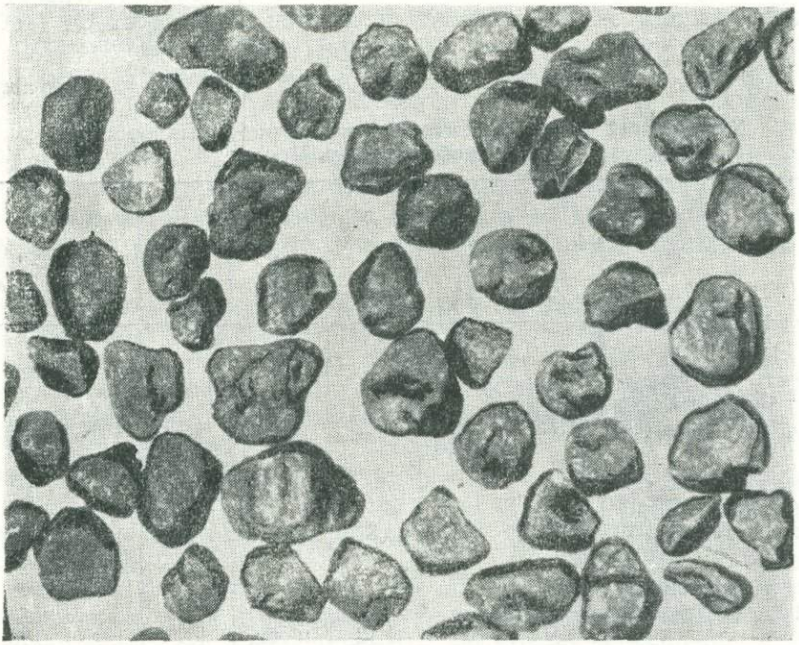


Рис. 14. Касситерит из голубовато-серых слюдистых каолинов. Увеличение × 15.

Размер зерен касситерита колеблется от 0,1—0,3 *мм* до 1,5—3,0 *мм* преимущественно в пределах 0,25—1,5 *мм*.

Касситерит в продуктивном слое песков обычно в той или иной степени окатан. Характерно, что в подстилающих эти пески голубовато-серых слюдистых каолинах с высокими концентрациями касситерита, последний часто также хорошо окатан (рис. 14), причем, степень окатанности его значительно больше, чем у остальных минералов шлиха. Это до некоторой степени указывает на переотложенный характер каолинов с весьма близким переносом и переосаждением материала, благодаря которому большую окатанность могли приобретать такие сравнительно малоустойчивые минералы, как касситерит, тогда как кварц, гранат и другие сохранили еще свою угловатую форму.

Выполненными в лаборатории Института геологических наук А. И. Казанцевой химическими анализами чистых минералов, отобранных под бинокулярной лупой, устанавливается постоянное присутствие в касситерите пятиокисей тантала и ниобия, определенных суммарно (табл. 2). Значительные колебания в их содержании (1,46—5,34) влияют, повидимому, на проявление электромагнитных свойств у касситерита. Содержание закисного железа при полном отсутствии окисного для большинства проанализированных образцов остается весьма постоянным, так же как и почти всех остальных второстепенных примесей (SiO_2, TiO_2, CaO).

Выполненная и рассчитанная А. А. Карпенко в рентгенлаборатории

Института геологических наук АН УССР дебаеграмма касситерита (табл. 3) полностью соответствует эталонной, приведенной в справочнике А. К. Болдырева (1938).

В коре выветривания (преимущественно дресве) в оловоносных песках угловатые без признаков окатанности зерна касситерита часто встречаются в сростках с кварцем (рис. 15) и черным рудным минералом, диагностика которого ввиду малых количеств оказалась затруднительной. Минерал непрозрачный с полуметаллическим до металлического блеском, тугоплавкий. Реакция на титан отрицательная. Внешне сходен

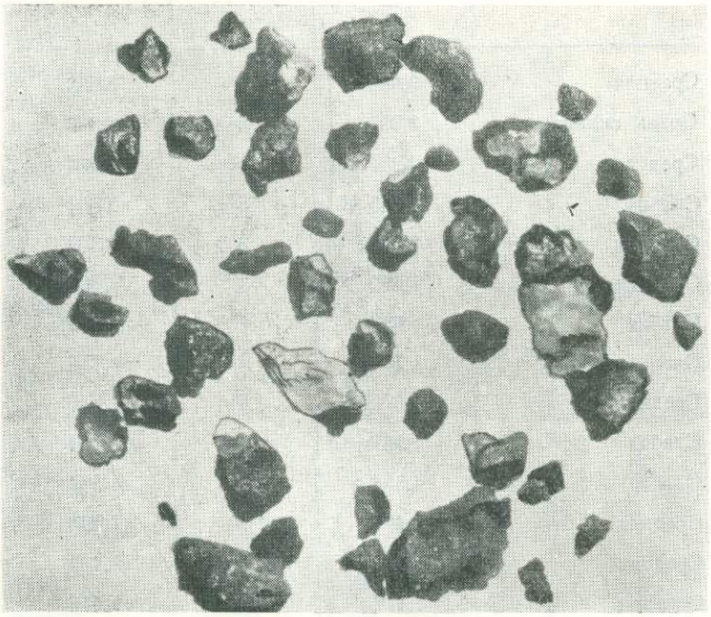


Рис. 15. Сростки касситерита с кварцем из дресвы пержанского гранита. Увеличение × 15.

с обнаруженными в ряде шлихов минералами группы танталита—колумбита, присутствующих как в виде самостоятельных неправильных зерен, так и обломков пластинчатых кристаллов и их сростков (рис. 16). Они непрозрачны, черного цвета с полуметаллическим до металлического блеском. У кристаллов поверхность граней мутновато-зеркальная, иногда с тусклой побежалостью. Обладает сильно электромагнитными свойствами. Размер зерен 0,3—0,6 до 1 *мм*.

Выполненная А. А. Карпенко рентгенограмма подтверждает принадлежность минерала группе танталита—колумбита (табл. 4). Некоторые небольшие отклонения в эталонной дебаеграмме связаны, очевидно, с отличиями в пределах самого изоморфного ряда танталит-колумбит, структура отдельных, хотя бы крайних членов которого в справочниках не приводится.

Устанавливаемое спектральным анализом[1] в I электромагнитной фракции шлиха, содержащей много этого минерала, преобладание Nb над Ta позволяет предполагать принадлежность его колумбиту (табл. 5). Обнаруживаемые спектрально во многих электромагнитных фракциях шлихов десятые и сотые доли процента ниобия, возможно,

[1] Спектральные анализы выполнены в лаборатории Института геологических наук АН УССР Е. С. Назаревич.

Таблица 3

Расшифровка дебаеграммы касситерита из погребенной россыпи на правом берегу р. Перга
(линия 23, скв. 076)

Касситерит из района с. Перга		Касситерит (тантало-ниобатовое *месторождение, Средняя Азия*) по Болдыреву А. К., Михееву В. И., Ковалеву Г. А., Дубининой В. Н. и др. (1938)	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d_\alpha}{n}$
Средняя	3,680	1	3,688
Очень сильная	3,339	5	3,333
Средняя	2,904	1	(2,904)
Сильная	2,635	5	2,631
Средняя	2,362	3	2,359
Средняя	1,940	3	(1,937)
Слабая	1,839	1	(1,847)
Очень сильная	1,759	8	1,758
Средняя	1,670	5	1,670
Слабая	1,587	3	1,584
Слабая	1,554	1	(1,559)
Средняя	1,495	5	1,495
Средняя	1,434	4	1,435
Средняя	1,412	5	1,410
Слабая	1,334	1	(1,335)
Средняя	1,318	3	1,320
Слабая	1,301	—	—
Слабая	1,269	—	—
Сильная	1,213	6	1,213
Очень слабая	1,190	2	1,182
Сильная	1,151	5	1,153
—	—	1	1,139
Средняя	1,115	5	1,115
Сильная	1,089	6?	1,090
Сильная	1,083	7	1,079
Средняя	1,058	6	1,059
Средняя	1,046	5	0,045
Средняя	1,034	5	1,035

также обусловлены наличием в них колумбита, хотя частично они могут быть связаны и с ильменитом.

Цирконовые минералы отличаются значительным разнообразием форм, свойств и состава, очевидно, в зависимости от различий их генезиса и связи с разновозрастными магматическими и метаморфическими комплексами. Среди цирконов наибольшим распространением

Таблица 4

Расшифровка рентгенограммы колумбита — танталита из коры выветривания на правобережье р. Перга

Колумбит — танталит из коры выветривания на правобережье р. Перга		Эталонная рентгенограмма танталита — колумбита (Torre Assuncao C. et. Gorrido J., 1953)	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$
—	—	2	4,02
Средная	3,65	7	3,64
Средная	3,26	5	3,25
Сильная	2,95	10	2,97
—	—	2	2,85
—	—	2	2,74
Слабая	2,53	5	2,55
Слабая	2,48	5	2,49
Слабая	2,36	5	2,36
Слабая	2,20	5	2,21
Слабая	2,078	5	2,09
—	—	2	1,94
Средняя	1,891	6	1,90
Слабая	1,819	2	1,83
Средняя	1,764	7	1,77
Сильная	1,728	7	1,74
Сильная	1,712	9	1,72
—	—	2	1,61
Слабая	1,599	—	—
Средняя	1,528	6	1,540
Слабая	1,475	2	1,487
Очень сильная	1,452	9	1,458
Слабая	1,371	5	1,378
Слабая	1,303	2	1,308
Слабая	1,239	2	1,246
Слабая	1,215	2	1,221
—	—	2	1,209
—	—	5	1,193
Средняя	1,186	2	1,187
—	—	5	1,136
Слабая	1,130	5	1,126
Слабая	1,114	2	1,113
—	—	3	1,101
Сильная	1,094	7	1,099
—	—	5	1,088
—	—	5	1,077
Средняя	1,070	5	1,071
—	—	2	1,047
—	—	6	1,036
Слабая	1,029	5	1,021
Слабая	1,017	—	1,021
—	—	5	1,007

Таблица 5

Результаты спектрального анализа фракций и минералов из коры выветривания и осадочной толщи в бассейне р. Перга

Анализированные минералы и фракции шлихов	Si	Al	Mg	Ca	Na	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Hf	Nb	Ta	Cu	Pb	Be	Zn	Sn	Ge	Ga	Y	Ce	La	Sc	P
Циркон серый	оч мн	есть	м	м	—	мн	есть	м	—	есть м	—	нс	оч мн	есть	есть м	—	сл	м	сл	—	м	—	нс	есть м	есть	ом	нс	м есть
Циркон бипирамидальный непрозрачный, темно-серый	»	»	»	»	—	»	»	»	—	»	—	»	»	»	»	—	»	»	»	—	есть мн	—	»	»	»	м	»	»
Циркон бипирамидальный желтый	»	»	»	»	—	»	»	ом	—	»	—	»	»	м есть	м	—	нс	»	»	—	м	—	»	»	»	»	»	»
Циркон бипирамидальный кремовый	»	»	м	м	—	мн	есть	м	—	м есть	—	—	»	есть	м		сл	м	сл	—	ом	—	нс	есть мн	есть	ом	»	есть м
Циркон бипирамидальный бурый	»	»	есть	»	—	»	»	м?	—	м	—	—	»	м есть	ом	—	»	ом	»	—	сл	—	—	есть	»	»	—	—
Циркон призматический прозрачный, розовый	»	»	ом	ом	—	м	ом	»	—	ом	—	—	»	»	—	—	нс	сл	—	—	—	—	—	есть	—	—	сл	—
I электромагнитная фракция шлиха в 1 *км* восточнее с. Перга	мн	мн	есть	ом	—	оч мн	есть	—	—	есть	—	сл	м	—	мн	есть	сл	м	—	—	м	—	нс	м	есть	есть м	сл	м есть
II электромагнитная фракция того же шлиха	оч мн	»	»	»	м	мн	м	ом	—	»	—	—	мн	м	есть	—	—	»	—	—	»	—	сл	есть	»	»	нс	»
II электромагнитная фракция шлиха с глубины 4,5 *м* в 3 *км* к юго-востоку от с. Перга	мн	есть мн	мн есть	ом	—	оч мн	»	»	сл	оч мн	нс	сл	есть мн	ом	есть	—	нс	ом	—	—	есть	—	—	м	—	м	—	—
I электромагнитная фракция шлиха с глубины 8,5 *м* в 2 *км* к северо-западу от с. Перга	»	есть	м	—	—	»	есть	—	—	»	—	нс	м	—	»	—	ом	м	—	есть	ом	—	нс	ом	—	ом	—	—
II электромагнитная фракция того же шлиха	»	мн	мн есть	м	—	»	м	м	ом	мн	—	сл	есть	ом	сл	—	ом	м	нс	есть	»	—	—	м	есть	м есть	ом	есть м
Тяжелая неэлектромагнитная фракция того же шлиха	оч мн	есть	м	есть	—	»	ом	ом	сл	м есть	—	»	мн	м	—	—	сл	ом	—	—	—	—	—	сл	—	—	ом	—
I электромагнитная фракция шлиха из песка мелкозернистого глауконитсодержащего глинистого (линия 5в, скв. 4) к югу от с. Рудня Пержанская	мн	мн	мн	есть?	—	»	есть мн	нс	—	оч мн	сл	м	ом	—	м	—	сл	сл	—	—	есть м	—	—	сл	?	—	—	—
II электромагнитная фракция того же шлиха	»	»	»	есть	—	»	есть	ом	—	оч мн	нс	м	есть	—	м	—	»	»	—	м есть	есть м	—	—	ом	—	?	—	—
Тяжелая неэлектромагнитная фракция того же шлиха	»	есть мн	есть	—	—	»	есть м	ом	—	мн	нс	сл	есть мн	—	—	—	»	ом	—	—	мн есть	—	—	сл	—	—	—	—
I электромагнитная фракция шлиха из каолина (первичного?, линия 5в, скв. 08) к югу от с. Рудня Пержанская	»	»	мн	м	—	»	есть	м	сл	мн	—	ом	м	—	—	—	сл	»	—	—	м	—	—	ом	—	—	—	—
II электромагнитная фракция того же шлиха	»	»	есть	ом	—	»	есть м	»	ом	»	нс	»	есть	—	—	—	»	»	—	—	м есть	—	—	»	—	ом	—	—
Тяжелая фракция того же шлиха	»	»	»	—	—	»	м	ом	—	мн есть	—	сл	»	ом	сл	—	»	»	—	—	есть м	—	—	»	—	—	—	—
I электромагнитная фракция шлиха из каолинизированной коры выветривания в 2,5 *км* восточнее с. Перга	»	есть мн	»	ом	—	мн	ом	»	нс	есть м	—	сл?	оч мн	есть м	м	—	»	»	—	—	ом	—	—	мн есть	—	сл	—	—
II электромагнитная фракция из того же шлиха	»	»	»	м	—	»	м	ом	сл?	м	—	—	мн	м есть	м	—	сл	ом	сл	—	»	—	нс	есть	—	ом	—	есть м

Условные обозначения: оч мн—очень много, мн—много (проценты) есть—десятые %, м—мало (сотые %), сл.—следы (тысячные %), нс—ничтожные следы.

пользуются призматические формы, реже и в меньших количествах присутствуют бипирамидальные, обычно темно окрашенные (серые, буровато-серые до почти серых) непрозрачные разности.

Призматические цирконы образованы призмой (110) и бипирамидой (111) и характеризуются отношением длиной оси кристалла к его поперечнему сечению обычно 3:1 с колебаниями до 5:1 и 2:1. Они бледно окрашены в розовый и розовато-желтоватый цвет, прозрачны со стеклянным блеском. Твердость высокая.

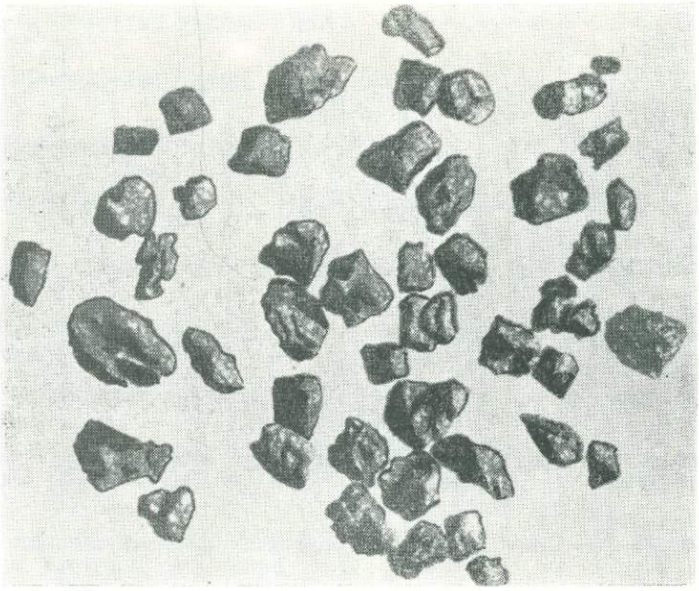


Рис. 16. Минералы группы колумбита—танталита. Увеличение×20.

Наиболее высокие содержания этого циркона порядка 0,5—2,5 *кг/м*^{3} и более отмечаются для элювиальных отложений к северо-востоку от с. Перга и к востоку от сс. Рудня Хочинская и Хочино.

Часть призматических цирконов (обычно небольшая) отличается своим несколько измененным характером, они полупрозрачны до непрозрачных, со сглаженными (оплавленными ?) гранями. Твердость часто пониженная. Под микроскопом эти цирконы обычно зонарные, с высоким, но несколько пониженным светопреломлением и аномально пятнистым двупреломлением. Иногда такие зонарные метамиктноизмененные оплавленные кристаллы включены в описанных выше обычных неизмененных цирконах.

Бипирамидальные цирконы в единичных зернах в шлихах встречаются часто, иногда содержатся в количествах, примерно, до 150—800 *г/м*^{3}. Бипирамидальные цирконы отличаются от призматических не только своей формой, но также цветом, блеском, прозрачностью и другими свойствами, обусловленными отличиями их состава, вызванными, очевидно, различным их генезисом и условиями формирования. Они, по всей вероятности, связаны с проявлениями щелочного метасоматоза. Хорошо образованные бипирамидальные кристаллы циркона (рис. 17, *б*) отличаются своей темно-серой и буровато-серой до почти черной окраской. Гораздо реже эти цирконы образуют мелкие призматические кристаллы. Почти совсем черные разности циркона не образуют хорошо оформленных кристаллов, а встречаются чаще в виде более или менее изометричных зерен (рис. 17, *в*). Поверхность граней кристаллов обычно как бы изъедена мелкими оспинами. Непрозрачны с мато-

вым до слегка жирноватого блеском. Твердость высокая. Под микроскопом прозрачны и полупрозрачны лишь в тонких осколках, часто землистого характера, иногда как бы мозаичного сложения. Характеризуются сравнительно более низким светопреломлением (не больше 1,78) и низким двупреломлением до белых и желтоватых цветов интерференции. Среди них иногда сохраняются отдельные небольшие участочки, отличающиеся сравнительно высоким двупреломлением и более обычным для циркона высоким светопреломлением.

Размер кристаллов бипирамидального циркона и их обломков колеблется от 0,1 до 1—1,5 *мм*.

Бипирамидальные формы циркона, кроме серых и темно-серых, иногда представлены желто-бурыми, желтыми до светло-кремовых разностями. Они также непрозрачны, но отличаются как своим цветом, так и более гладкой поверхностью граней и более тусклым фарфоровидным блеском (рис. 17*г*).

Выполненными А. А. Карпенко в лаборатории Института геологических наук рентгеноструктурными анализами (табл. 6) подтверждается принадлежность бипирамидальных форм циркону. Однако кристаллическая структура их менее совершенна, очевидно, в зависимости от метамиктного состояния минерала, так как на полученных дебаеграммах основные линии, характерные для циркона, отличаются меньшей интенсивностью, а более слабые вовсе не выражены, причем оказывается, что на дебаеграмме серого циркона в хорошо оформленных бипирамидальных кристаллах фиксируется меньшее количество линий, чем для черного циркона, не образующего правильных кристаллов.

Выполненными Е. С. Назаревич спектральными анализами чистых разностей циркона устанавливаются четкие различия в составе призматических розовых прозрачных и бипирамидальных непрозрачных цирконов (табл. 5). Последние отличаются от розового призматического циркона присутствием иттрия (десятые до целых долей процента), олова (сотые—десятые процента), десятых процента церия и фосфора, сотых процента ниобия и лантана, следов бериллия, а также сравнительно более высокими содержаниями железа (целые процента), марганца (десятые процента), титана, магния, кальция, свинца (сотые процента).

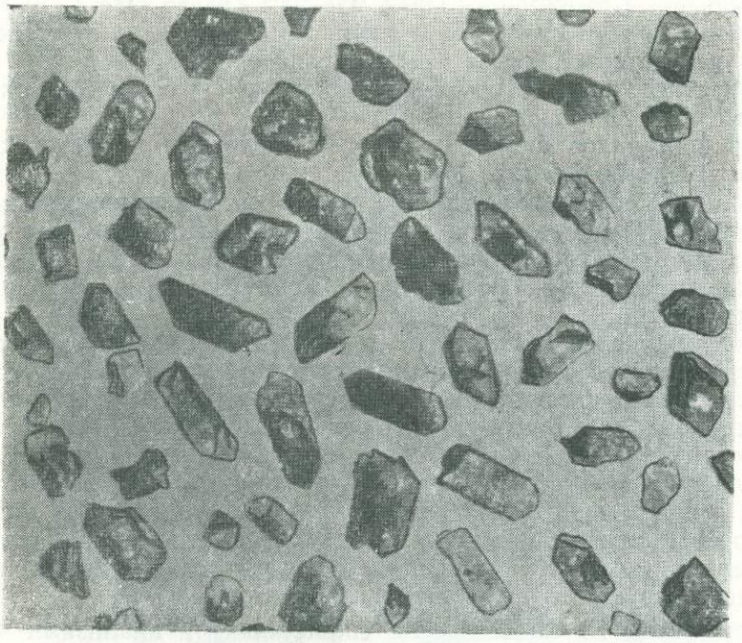
Бипирамидальные цирконы характеризуются повышенными содержаниями в них двуокиси гафния, достигающими 5,14—5,76% (в сумме ZrO_2+HfO_2), тогда как для призматических цирконов обычны значения 0,95—1,29% (табл. 7).

И л ь м е н и т находится в оловоносных россыпях обычно в количествах до 1 *кг/м*^{3}, иногда до нескольких килограммов. Зерна ильменита обычно неправильной формы, гораздо реже сохраняется гексагональная пластинчатая или таблитчатая форма кристаллов. В большинстве своем зерна ильменита в различной степени окатаны, нередко хорошо окатаны со сглаженной поверхностью. Размер зерен преимущественно 0,1—0,5 *мм*.

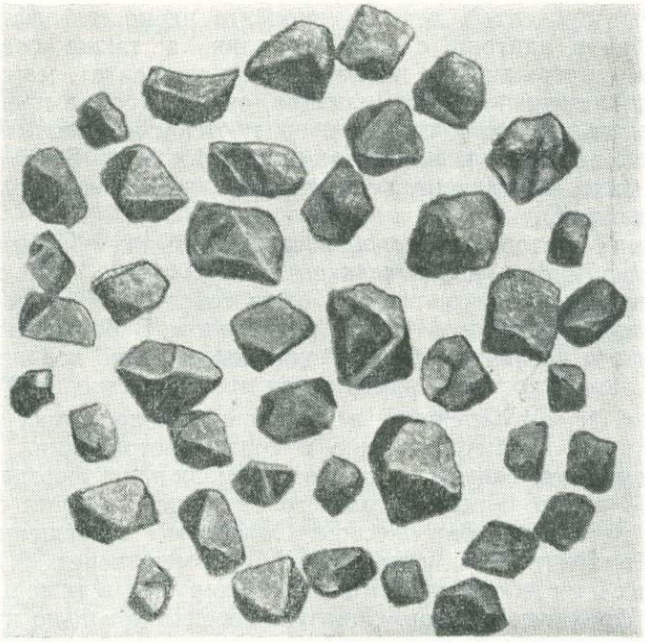
Г а л е н и т и с ф а л е р и т в небольших количествах встречены по ряду участков, преимущественно в коре выветривания. Сфалерит встречается реже, чем галенит, в зернах неправильной формы и обломках кристаллов красно-бурого и светлого серебристого цвета с сильным алмазным до металлического блеском. Спайность совершенная. Изотропный, слабомагнитный и немагнитный. Размер зерен 0,1—0,5 *мм*.

М о л и б д е н и т в единичных знаках обнаружен в тяжелых неэлектромагнитных фракциях шлихов. Образует нередко довольно правильные таблитчатые кристаллы с совершенной спайностью по (0001). Серого цвета с металлическим блеском. Размер зерен до 0,5 *мм*.

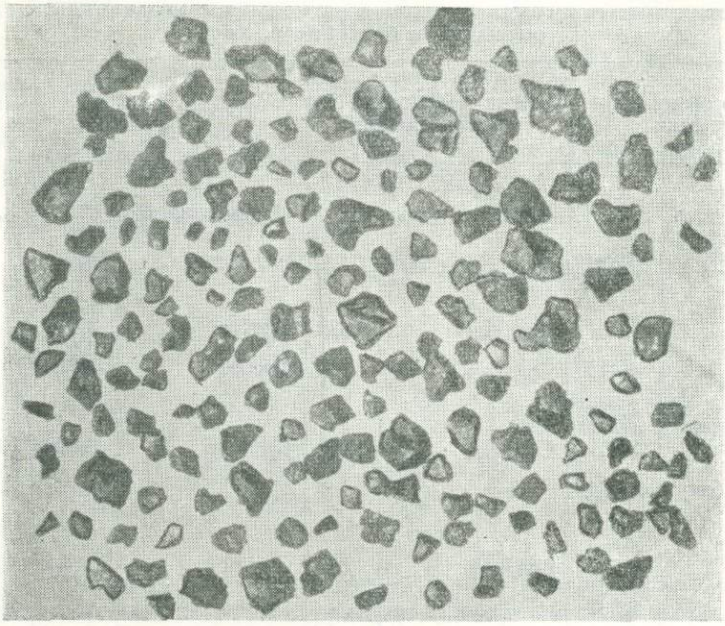
М о н а ц и т в ничтожных количествах (до 20 *г/м*^{3}) встречается часто в виде обломков кристаллов и неправильных зерен серовато-желтого и желтого цвета. Прозрачный до полупрозрачного, блеск жирноватый. Размер зерен часто достигает 0,5—1,2 *мм*.



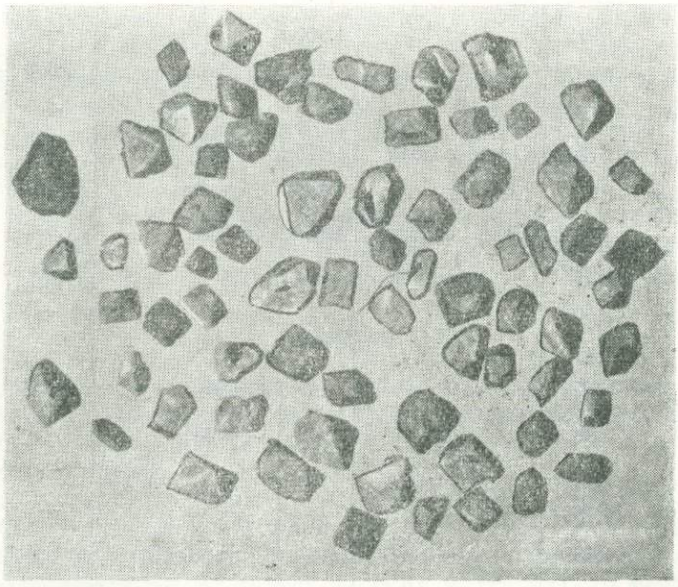
а



б



в



г

Рис. 17. Цирконы из погребенного пласта россыпи и коры выветривания кристаллических пород на правобережье р. Перга:

а — розовые, прозрачные; *б*—темно-серые непрозрачные; *в*—черные; *г* — светлые, желто-бурые и кремовые, непрозрачные. Увелич. × 15

Таблица 6

Расшифровка рентгенограмм цирконов из коры выветривания и погребенных россыпей в бассейне р. Уборть

Циркон розовый призматический		Циркон темно-серый бипирамидальный		Циркон черный		Циркон Вишневые Горы (Урал) по А. К. Болдыреву и др. (1938)	
Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	Интенсивность	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d_\alpha}{n}$
—	—	Средняя	4,874	Слабая	4,864	—	—
Слабая	4,444	Средняя	4,435	Слабая	4,410	4	4,439
Слабая	3,639	—	—	—	—	3	(3,657)
Сильная	3,301	Средняя	3,320	Средняя	3,320	10	3,298
Очень слабая	2,784	—	—	—	—	2	(2,783)
—	—	—	—	—	—	2	(2,658)
Средняя	2,520	Средняя	2,539	Средняя	2,534	8	2,525
Слабая	2,332	—	—	—	—	4	2,338
Очень слабая	2,276	—	—	—	—	4	2,287
Очень слабая	2,218	—	—	Очень слабая	2,014	2	2,219
Средняя	2,065	Слабая	2,078	Слабая	2,071	6	0,63
Очень слабая	1,912	Слабая	1,909	—	—	2	(1,927)
Слабая	1,887	—	—	Слабая	1,889	2	(1,827)
Очень слабая	1,817	—	—	—	—	—	—
Средняя	1,751	Очень слабая	1,770	Слабая	1,759	4	1,750
Очень сильная	1,712	Средняя	1,720	Сильная	1,717	8	1,713
Средняя	1,630	Очень слабая	1,659	Слабая	1,652	6	1,655
Очень слабая	1,547	—	—	—	—	—	—
Очень слабая	1,524	—	—	—	—	—	—
Средняя	1,475	—	—	—	—	4	1,476
Средняя	1,381	—	—	Слабая	1,335	4	1,383
Слабая	1,362	—	—	Слабая	1,368	—	—
Средняя	1,289	—	—	—	—	4	1,295
Сильная	1,189	—	—	—	—	2	1,265
Сильная	1,189	—	—	—	—	4	4,194
Средняя	1,166	—	—	—	—	2	1,169
Сильная	1,110	—	—	Слабая	1,113	2	1,107
Сильная	1,100	—	—	Средняя	1,102	—	—
Сильная	1,060	—	—	—	—	2	1,064
Сильная	1,051	—	—	—	—	—	—
Сильная	1,044	—	—	—	—	—	—

Таблица 7

Результаты количественного спектрального анализа HfO_2 в сумме двуокисей (ZrO_2+HfO_2), входящих в циркон

(Выполнены О. Ф. Вдовенко)

№ линий	№ скважин	Глубина взятия проб, *м*	Процентное содержание HfO_2 в $\Sigma(ZrO_2+HfO_2)$	Характер минерала
1330	108	13,0—13,5	1,29	Циркон призматический, желтовато-розовый, прозрачный
1330	116	8,0— 8,5	1,05	»
1330	132	4,5— 5,0	0,95	»
26	116-б	4,5— 5,0	5,14	*Циркон бипирамидальный* темно-серый, непрозрачный
26	116-б	5,0— 5,5	5,63	»
26	116-г	4,5— 6,5	5,76	»

Под микроскопом монацит в иммерсионных жидкостях с высокими показателями преломления; обнаруживает резкую псевдоадсорбцию благодаря высокому двупреломлению. Показатели преломления: $Np \geqslant 1{,}780$, Ng значительно больше 1,78. Оптически двуосный положительный.

Ксенотим в единичных знаках обнаруживается в виде обломков призматических кристаллов светло-желтого цвета, полупрозрачный, с полустеклянным блеском, а также более неправильной формы обломков размером до 1—2 *мм*, зеленовато-желтых, слегка неравномерно окрашенных, просвечивающих в краях. Блеск жирный, реакция на фосфор с молибденово-кислым аммонием положительная. Под микроскопом бесцветный с очень высоким двупреломлением. Показатель преломления по Np — близкий 1,718, по Nm — больше 1,78. Оптически одноосный положительный.

Берилл встречен только в кварце из дресвы кристаллических пород к северо-западу от с. Рудня Пержанская, призматической формы; окрашен в яркий зеленый цвет, полупрозрачный со стеклянным блеском.

Выводы

Подводя итоги проведенных на правобережном Полесье в районе распространения пержанских гранитов поисково-разведочных работ, геоморфологических, минералогических, геофизических и других исследований, можно прийти к следующим выводам.

1. Кристаллический фундамент исследованного района отличается своим сложным строением и тектоникой, вследствие сочленения на сравнительно небольшой площади разновозрастных интрузивных и метаморфических комплексов от наиболее древних архейских до возможно палеозойских (?). Однако изучение его, несмотря на небольшую глубину залегания, весьма затруднено благодаря сплошному покрову осадочных отложений и сильной заболоченности всего района. До сих пор еще не может считаться окончательно установленным возрастное положение самих пержанских гранитов. Одни исследователи считают их образованиями более древними, чем коростенские граниты (Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук, Ю. Ю. Юрк и др.), другие относят к коростенскому комплексу (Козловская А. Н., Усенко И. С., Ракитин А. Д. и др.). Среди доказательств их одновозрастности выдвигается, например, одинаковый

характер минерализации пержанских и коростенских гранитов (флюорит, касситерит). Однако нахождение флюорита и касситерита в пержанских гранитах связано с проявлениями метасоматоза. Известно же, что в коростенских гранитах они являются акцессорными минералами.

По данным поисково-разведочного бурения устанавливается, что касситерит из коры выветривания ряда участков в пределах площади распространения катаклазитов и метасоматитов пержанского гранита не является акцессорным минералом. Он отличается от касситерита из коростенских гранитов как своими физическими свойствами, нередко крупными размерами, так и наличием сростков с тантало-ниобатами, кварцем и др. минералами, что указывает на совершенно иные парагенетические ассоциации. Таким образом, генетически отличный характер проявления касситерита в коростенских и пержанских гранитах не может служить основанием для отождествления их возраста, а скорее свидетельствует о позднейшем наложении метасоматических процессов на более древние пержанские граниты, чему должно было способствовать наличие мощной зоны дробления северо-восточного (ВСВ) направления. В пределах этой тектонической зоны выделяются локальные участки интенсивно метасоматически измененных пород, сопровождающихся в ряде мест ферриторитовым оруденением.

Следует отметить, что эти участки зафиксированы в основном на положительных формах рельефа, преимущественно в районе современных речных долин. Однако, как это следует из большого фактического материала, полученного в процессе поисково-разведочных работ, в пределах междуречных пространств значительным распространением пользуются погребенные отрицательные формы рельефа. Сильная обводненность и заболоченность их должна затруднять выявление на этих площадях метасоматических зон с ферритовым оруденением методами объемной радиометрической и эманационной съемки. Установление в пределах этих площадей участков повышенной гамма-активности возможно только с помощью кароттажа скважин.

Поисково-разведочными работами доказывается приуроченность наиболее высоких концентраций циркона, касситерита и других минералов к участкам погребенных отрицательных форм рельефа, нередко вне пределов выделенных контуров метасоматитов.

Устанавливаемые в коре выветривания участки повышенных концентраций касситерита, циркона, а также тантало-ниобатов (колумбит—танталит), сульфидов и др. помогут выявить и сами рудоносные зоны, о характере которых сейчас, конечно, судить трудно. Можно лишь полагать, учитывая общее широкое развитие метасоматических проявлений, большее, чем это известно до сих пор, разнообразие их с соответствующей рудной минерализацией.

Большое внимание необходимо уделить расшифровке и прослеживанию тектонических зон и разломов, выявление которых, как показали первые опытные сейсмические работы, может успешно осуществляться корреляционным методом преломленных волн. Изучение тектоники кристаллического фундамента представляет собой практически очень важную задачу, так как решение ее должно помочь установлению закономерностей размещения рудоносных проявлений. Особый интерес, повидимому, должны представлять тектонические пересечения, очевидно более молодого субмеридионального (ССЗ) направления с более древними северо-восточными структурами, как благоприятные узлы для возможных оловоносных и других рудопроявлений.

2. Проведенными исследованиями установлено, что кристаллический фундамент в описываемом районе покрывается не только четвертичными, но и третичными отложениями, сохранившимися от интенсивного четвертичного размыва лишь в понижениях древнего рельефа. Чет-

вертичные отложения представлены следующими генетическими типами: водно-ледниковым, аллювиальным, элювиальным, элювиально-делювиальным и эоловым. Третичные отложения представлены глауконитсодержащими песками и глинами палеогена.

Во время морских трансгрессий киевского и харьковского возраста происходил размыв и переотложение допалеогеновых континентальных осадков, которыми, возможно, являются залегающие в ряде мест в их основании оловоносные пески. Они характеризуются неоднородностью механического и литологического состава, примесью, наряду с крупным обломочным материалом, каолинитового вещества, наличием отдельных хорошо окатанных галек в общей массе почти не окатанного материала. По этим признакам пески, подстилающие глауконитсодержащие отложения палеогена, весьма сходны с продуктивными мезозойскими (J_3—Cr_1) континентальными отложениями, выявленными в последнее время в бассейне рр. Ирша и Уж. Не исключено, что в этих сравнительно близко расположенных районах северо-западной окраины Украинского кристаллического щита, существование почти одинаковых климатических, гидрологических, геологических и прочих условий могло способствовать накоплению на достаточно широких территориях мезозойских континентальных осадочных толщ с предшествовавшей им эпохой интенсивного каолинообразования.

Отличия дальнейшей геологической истории этих районов Полесья могли, естественно, обусловить и различную степень сохранности мезозойских осадков. Вполне вероятно, что залегающий в исследованном районе непосредственно на каолинах оловоносный слой песков представляет остатки континентальной мезозойской толщи, на многих участках смытой во время трансгрессий палеогеновых (киевского и харьковского) морей.

3. Палеогеновые отложения залегают на каолинах, толща которых вследствие их значительной мощности станками «Эмпайр» не могла быть пройдена. Каолины в верхней вскрытой части обычно сильно слюдисты, содержат в переменном, часто большом, количестве, ноздреватые обломки кварца. До вскрытия полного разреза каолиновой толщи во многих случаях остается открытым вопрос о первичном или переотложенном характере их. Не исключено, что в своем распространении они в значительной степени приурочены к тектонически ослабленным зонам дробления и милонитизации пород, возможно в связи с определенным петрографическим составом последних.

4. Современные речные долины лишь частично унаследовали древние долинообразные понижения и ложбины. Древний рельеф обусловлен длительной денудацией кристаллического щита на всем протяжении континентального режима в допалеогеновое время. На формирование современного рельефа большое влияние оказали воды днепровского (рисского) оледенения.

5. Поисково-разведочными работами установлена приуроченность оловоносных россыпей с наиболее высокими и выдержанными содержаниями касситерита к погребенным отрицательным формам рельефа в пределах водораздельных пространств равнины полесского типа. Такие россыпи выявлены в 1954 г. на левобережье р. Перги, южнее с. Рудня Пержанская, и в 1955 г. на правобережье, к востоку от с. Перга. Они сохраняются обычно под глауконитсодержащими отложениями палеогена в ложбинах и понижениях, нередко долинообразного характера, выработанными в коре выветривания кристаллического фундамента в допалеогеновое время. Эти неровности древнего рельефа перекрыты плащем четвертичных, преимущественно водно-ледниковых, отложений, образующих значительно более ровную поверхность современного рельефа. Однако в некоторых случаях в местах развития древних понижений поверхность современного рельефа несколько сильнее заболочена.

Оловоносные пески залегают, как правило, на каолинах, первичный или вторичный характер которых еще не может считаться окончательно установленным. Пески обычно неоднородны по своему гранулометрическому составу с преобладанием то мелкозернистого, то средне- и крупнозернистого материала. Пески, в основном, каолинистые, содержат в небольшом (а иногда и несколько повышенном) количестве угловатые обломки кристаллических пород, причем часто наряду с неокатанным кластическим материалом присутствуют хорошо окатанные гальки кварца.

Содержание касситерита в пласте оловоносных песков колеблется чаще всего в пределах около 100—500—900 *г/м*^{3}. Не так редко среди них обнаруживаются пробы до 1500—2500 и даже 4900 *г/м*^{3}. Среднее содержание касситерита по отдельным линейным разрезам на протяжении 100—150 *м* составляет 200—300 до 800 *г/м*^{3}. Мощность оловоносных песков обычно находится в пределах 0,5—1,5 *м*. Общая мощность покрывающих их третичных и четвертичных отложений чаще всего составляет 5—9 *м*. Нижние горизонты глауконитсодержащих осадков палеогена и четвертичных отложений, непосредственно залегающих на оловоносных песках, нередко также характеризуются повышенными, но гораздо менее равномерно распределенными концентрациями касситерита, видимо, за счет размыва и переотложения его из продуктивных песков.

Водно-ледниковые отложения водораздельных пространств, так же как и глауконитсодержащие отложения палеогена, содержат, в основном, знаки касситерита или последний вовсе отсутствует. Аллювиальные отложения характеризуются в общем неравномерными низкими весовыми (до 50 *г/м*^{3}) и знаковыми содержаниями касситерита.

Таким образом, намечаются общие закономерности в распределении касситерита среди осадочных отложений, благодаря которым основное практическое значение должно быть отведено древним дочетвертичным и, видимо, допалеогеновым россыпям.

6. Минералогическим изучением шлихов из пласта оловоносных песков, коры выветривания и каолинов (переотложенных) установлено, что, кроме касситерита, в них присутствуют также минералы групп циркона и колумбита—танталита, ильменит, титаномагнетит, лейкоксен, анатаз, рутил, галенит, сфалерит, молибденит, берилл, магнетит, монацит, ксенотим, турмалин, апатит, пирит, марказит, флюорит, топаз, шпинель, дистен, андалузит, виридин, ставролит, силлиманит, корунд, гранат, эпидот, роговая обманка, актинолит, слюда, гидрослюды, хлорит и др. Значительным разнообразием пользуются минералы группы циркона, связанные, видимо, с породами различного возраста и генезиса; они отличаются повышенными содержаниями гафния, нередко иттрия и других редкоземельных элементов. Наиболее высокие содержания циркона до 2—4,5 *кг/м*^{3} встречены вне контуров оловоносных россыпей в коре выветривания кристаллических пород к северо-востоку от с. Перга и к востоку от сс. Хочино и Рудня Хочинская.

В этом районе должны быть проведены специальные работы по изучению коры выветривания и прослеживанию как элювиальных и, возможно, других россыпей ильменита, так и выявлению коренного оруденения.

Минералы группы колумбита—танталита в пределах участка оловоносной россыпи на правобережье р. Перга в отдельных пробах из коры выветривания содержатся в количествах 130 *г/м*^{3} и больше. По данным центральной лаборатории треста № 1, минералы группы танталита—колумбита в количестве, согласно пересчетам, до 100—320 *г/м*^{3} установлены также к северу от с. Рудня Пержанская и на междуречье Перга—Уборть.

Таким образом, уже первые результаты далеко неполного изучения указывают на значительное разнообразие минералогического состава

россыпей и коры выветривания в этом районе, находящееся, несомненно, в прямой зависимости от специфики минерализации развитых здесь разновозрастных кристаллических пород, которые являлись основным источником питания осадочных, особенно более древних пород.

В дальнейшем необходимо обратить особое внимание на подробное минералогическое изучение осадочных толщ, коры выветривания и кристаллических пород. Детальное минералогическое изучение в комплексе с геологическими, геоморфологическими, геофизическими и прочими исследованиями позволит не только дать всестороннюю оценку россыпей и коренных рудопроявлений олова, циркония (и гафния), ниобия и гантала, тория, редких земель и ряда других редких и рассеянных элементов, но также поможет решить ряд вопросов генезиса и стратиграфии как осадочных, так и интрузивных и метаморфических комплексов.

К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ ПОГРЕБЕННЫХ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гурвич С. И. и *Толстой М. И.*

Широкие поисковые работы последних лет, проводимые в пределах Украинского кристаллического щита различными организациями Министерства цветной металлургии в тесном содружестве с Институтом геологических наук АН УССР, Министерства геологии и охраны недр и других ведомств, привели к открытию ряда россыпных месторождений ильменита, рутила, циркона и др. Изучение этих месторождений свидетельствует о значительном распространении и большой практической значимости на территории северо-западной части Украинского кристаллического щита древних погребенных россыпей. Выявление и оконтуривание погребенных россыпей, не связанных с современной гидрографической сетью, связано с рядом трудностей и представляет собой нередко довольно сложную задачу, решение которой зависит от особенностей геологического строения, геоморфологических, гидрогеологических и других условий.

В настоящей статье изложены материалы по методике поисков погребенных россыпных месторождений касситерита на территории Украинского правобережного Полесья.

Поисковые работы по выявлению оловоносных россыпей в бассейне р. Уборть и ее правого притока р. Перга были организованы в 1953 г. Центральной ревизионной экспедицией «Главолово» МЦМ СССР по рекомендации Института геологических наук АН УССР.

На первом этапе поисковые работы носили маршрутный характер со шлиховым опробованием современной гидросети и применением бурения комплектами «Эмпайр» по отдельным линиям вкрест долины р. Перга и ее притоков. Эти работы установили оловоносность современных аллювиальных образований на широких площадях. Однако повышенные концентрации касситерита оказались крайне невыдержанными и были встречены только на отдельных небольших участках. Высокие содержания касситерита в отдельных пробах (до 1,5—2,5 *кг/м*^{3}) носили спорадический характер как в пространственном размещении, так и в пределах различных горизонтов разреза аллювиальной толщи р. Перга, главным образом, в ее нижнем течении. На остальной исследованной площади бассейна рр. Уборть и Перга почти повсеместно были установлены только малые весовые содержания касситерита. Необходимо отметить, что в содержаниях касситерита и ильменита в аллювиальных отложениях р. Перга фиксировалась обратная зависимость. Вниз по долине наблюдалось уменьшение концентраций ильменита и увеличение содержаний касситерита.

Полученные результаты указывали на отсутствие перспектив в открытии современных аллювиальных как русловых, так и долинных россыпей. Тем не менее, анализ полевого материала свидетельствовал о

вероятном размыве на отдельных участках нижнего течения р. Перга древних россыпей касситерита, а в верховьях — ильменита. В связи с этим было обращено внимание на возможность открытия погребенных россыпей, поиски которых в условиях полесской равнины, однако, сопряжены с целым рядом трудностей, обусловленных как равнинной поверхностью при слабой обнаженности, так и значительной заболоченностью района.

Особенности геолого-геоморфологического строения района, обусловившие выбор методики геолого-поисковых и геофизических работ

Изучаемый район расположен на северной окраине Украинского кристаллического щита и охватывает в основном площадь развития пержанских биотитовых гранитов, контактирующих на востоке с породами овручской метаморфической серии, на севере и юге с породами архейского гнейсо-мигматитового комплекса, на юго-западе — с породами осницкой интрузии.

К контактовым и тектоническим зонам местами приурочены интрузии основных (габброидных) пород коростенского интрузивного комплекса, не выходящих на дневную поверхность.

В районе выделяются наиболее древние структуры архейской гнейсо-мигматитовой толщи северо-западного простирания и более молодые — северо-восточного. Структурные элементы северо-восточного простирания фиксируются в осницких гранитах, в сущано-пержанской зоне разлома, в осевой части которой зажаты дистеновые и андалузито-дистеновые кварциты и различные сланцы. Аналогичное северо-восточное (50—60°) направление также характерно для кварцитов и песчаников овручской серии. Таким образом, преобладающими являются северо-восточные направления структур, что характерно как для интрузивных, так и для метаморфических образований. Эти направления в значительной степени унаследовались скульптурными и частично аккумулятивными формами рельефа.

Вопрос об источниках образования оловоносных россыпей еще окончательно не решен. Однако вполне определенно устанавливается локализация рудопроявлений олова, ниобия, тантала, циркония и ряда рассеянных элементов в участках интенсивного метасоматического преобразования пород в пределах пержанской тектонической зоны. Образование ильменитовых россыпей непосредственно связано с основными (габброидными) породами.

Определенные трудности при поисках погребенных россыпей вызваны геоморфологическими и гидрогеологическими особенностями района. Район представляет собой аккумулятивную равнину, наложенную на древнюю денудационную поверхность. Весь бассейн р. Уборть представлен значительно заболоченной полесской равниной с отдельными редкими выходами кристаллических пород. На полесской равнине выделяются следующие элементы рельефа: речные долины (современные и древние), проходные долины, заболоченные впадины и понижения различной конфигурации, водно-аккумулятивные валы, дюны и кучугуры, а также денудационные останцы кристаллических пород. В современных речных долинах рр. Перга и Уборть выделяются аккумулятивные пойменная и первая надпойменная террасы. В долинах притоков отмечается только пойменная терраса, местами незаметно переходящая в заболоченную равнину.

Аллювиальные отложения пойменной террасы характеризуются довольно разнообразным литологическим составом (пески, супеси, глины, суглинки, торф). Образования, слагающие надпойменную террасу, представлены в основном мелкозернистыми и реже разнозернистыми песками.

Погребенные древние долины, впадины и долинообразные понижения, преимущественно очень сложных очертаний, в современном рельефе часто совершенно не выражены и устанавливаются только буровыми и геофизическими работами. Погребенные отрицательные формы рельефа выполнены в нижней части глауконитсодержащими палеогеновыми отложениями, характеризующимися довольно быстрой сменой фаций как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Эти образования залегают на коре выветривания кристаллических пород или на вторичных каолинах. Кора выветривания кристаллических пород представлена обычно каолинами, постепенно сменяющимися книзу дресвой. На отдельных участках древних долин кора выветривания отсутствует, вследствие размыва флювиогляциальными потоками. Отложения этих потоков покрывают всю описываемую площадь полесской равнины [1].

К древним геоморфологическим элементам приурочены в основном ильменитовые и касситеритовые россыпи.

Методика геолого-поисковых и геофизических работ в условиях описываемого района

Приуроченность большинства участков с повышенной концентрацией полезных компонентов в россыпях и коренных рудопроявлений (олово, титан, тантал, ниобий, цирконий и др.) к сильно обводненным погребенным отрицательным формам рельефа в значительной степени исключает проведение обычных маршрутных исследований со шлиховым опробованием аллювиальных отложений, а также значительно снижает эффективность эманационной съемки.

В связи с вышеизложенным основным методом поисков погребенных россыпей явилось ударно-вращательное бурение в сочетании с геофизическими работами.

Наиболее рациональным видом геофизических работ в условиях описываемого района является электроразведка методом ВЭЗ.

Вертикальное электрозондирование, проводившееся с опережением буровых работ, позволило получить представление о характере поверхности кристаллического фундамента и о примерном изменении литологического состава осадочных пород по площади.

Опыт применения этого метода позволил отметить некоторые особенности в методике проведения такого рода работ с целью поисков россыпных месторождений. Эти особенности определяются следующими основными факторами: 1) довольно быстрой сменой вещественного состава осадочных пород, 2) широким развитием коры выветривания кристаллических пород, 3) особенностями геоморфологии.

Резкие изменения вещественного состава осадочных пород, а следовательно и их электрических свойств, заставляют при проведении электроразведочных работ использовать достаточно густую сеть наблюдений. Это условие вытекает из основных требований, предъявляемых к исследованиям, а именно — как можно полнее осветить площадное изменение литологического состава осадочных пород и поверхности кристаллического фундамента.

Вторым фактором, определяющим некоторую особенность электроразведочных работ в описываемом районе, является наличие в ряде мест довольно мощной коры выветривания и вторичных каолинов.

Наличие макротрещиноватости в зоне разрушения кристаллических пород, заполненной водными растворами, а также значительная ее мощность приводят к рассеянию тока, что находит свое отражение в характере наклона правой конечной ветви кривой ВЭЗ относительно оси абсцисс. Как правило, наличие коры выветривания кристаллических пород

[1] Более подробная геологическая и геоморфологическая характеристика района приводится в статьях настоящего сборника при описании оловоносных россыпей и титановых рудопроявлений

вызывает «занижение» правой конечной ветви, которая, в случае отсутствия макротрещиноватости, является асимптотической. Если кристаллические породы с поверхности представлены корой выветривания в кровле каолинизированной, то в результате наблюдений мы будем получать графики ВЭЗ типа НА или КНА. Если же над трещиноватыми породами отсутствуют каолиновые породы, служащие до некоторой степени экраном для поверхностных вод, то мы будем получать кривые типа Н или КН. В обоих случаях конечная ветвь кривой ВЭЗ будет «занижена» относительно асимптоты.

Проведенные работы на такого рода разрезах показали, что даже при увеличении разносов АВ в 50—70 раз превышающих истинную глубину до кристаллических пород не удается получить асимптотической ветви кривой ВЭЗ. Отсюда вытекает вторая особенность методики исследований в описываемом районе, состоящая в том, что в случае, когда значения $\rho_к$ достигают величин порядка 3000—4000 *омм* даже при «невыходе» конечной ветви кривой ВЭЗ на асимптоту, замеры следует прекращать.

Здесь же можно отметить следующую характерную черту взаимосвязи вещественного состава осадочных пород с развитием зоны трещиноватости кристаллических пород (что отмечается графиками ВЭЗ). Там, где в разрезе осадочных пород присутствуют водонепроницаемые отложения (глины, суглинки, каолины), как правило, конечная ветвь кривой ВЭЗ «выходит» на асимптоту. Морфологически такого рода разрезы чаще всего приурочены к пониженным заболоченным участкам. Наоборот, кривые ВЭЗ с «заниженными» конечными ветвями, как правило, приурочены к возвышенным песчаным участкам и холмам. Это позволяет предположить тесную связь, существующую между степенью выветривания кристаллических пород и их обводненностью.

Проведение электроразведочных работ в различных геоморфологических условиях составляет определенные трудности, с одной стороны, состоящие в значительном рассеянии тока при работах на песчаных возвышенных участках, что приводит иногда к невозможности получения ряда замеров, а с другой — к большой концентрации тока в поверхностном слое и увеличению вероятности утечки в установке на болотистых участках, что также может привести к известным искажениям в замерах $\rho_к$.

Преодоление указанных затруднений должно осуществляться путем значительного увеличения поверхности заземлений, а также использованием достаточно мощного источника питания установки. При проведении площадных электроразведочных работ необходимо учитывать климатические особенности района и осуществлять работы весной, по возможности на возвышенных участках, а затем, по мере подсыхания болот, перемещать их на пониженные элементы рельефа.

Проведенные работы показали, что с помощью электрозондирований в районе удается выделять, в основном, только группы пород, обладающие некоторыми суммарными электрическими свойствами. Это объясняется тем, что в пределах описываемой территории литологический разрез не является в большинстве случаев достаточно дифференцированным по своим электрическим свойствам, вещественный состав осадочных пород отдельных горизонтов, как правило, связан между собой взаимными переходами. Кроме того, мощности осадочных пород в районе преимущественно незначительны (до 10—20 *м*).

К этим группам пород, выделяемым с помощью электроразведки, относятся глины, суглинки, каолиновые глины и породы коры выветривания, супеси и глинистые пески, сухие пески и кристаллические породы.

Предварительная оценка значений истинных удельных сопротивлений пород района с помощью параметрических замеров на обнажениях и у устьев скважин позволяет наметить следующие пределы их изменений.

Таблица 1

Породы	Пределы изменений удельных сопротивлений, *омм*
Суглинки, глины	50—100
Глины песчаные, глинистый песок в различной степени обводненный	100—400
Супеси глинистые, пески глинистые, влажные, глины, песчаные, каолиновые глины, кора выветривания (сухие и полусухие)	400—800
Песок сухой, кора выветривания, представленная щебенкой, дресвой, сцементированными песком и каолиновой глиной	800—1500
Дресва коренных пород с песком, разрушенные кристаллические породы	1500—2500
Неразрушенные кристаллические породы, сухие пески поверхностных отложений	>3000

Четкость выделения этих пород на графиках ВЭЗ зависит от степени их электрической дифференциации или, иными словами, от их мощности, выдержанности литологического состава и от степени различия электрических свойств горизонтов. Здесь же следует отметить, что несмотря на преимущественную обводненность исследуемых пород, их удельное сопротивление остается довольно высоким и незначительно зависит от степени обводненности. Это можно объяснить слабой минерализацией как поверхностных, так и подземных вод.

Основными типами кривых ВЭЗ в описываемом районе являются кривые типа Н, НА и КН. Первые два типа обычно являются характерными для возвышенных участков, третий — для пониженных, преимущественно заболоченных. Все они разделяются на две группы: группу, в которой конечная ветвь кривой является асимптотической и группа с «заниженными» конечными ветвями кривых ВЭЗ, что связано с характером поверхности кристаллических пород. Тип НА кривых ВЭЗ подчиненный и является разновидностью кривых типа Н. Он появляется в тех случаях, когда между горизонтом пониженного удельного сопротивления (глины, суглинки и др.) и кристаллическими породами появляется достаточно мощный горизонт с отличными и выдержанными электрическими свойствами (кора выветривания, представленная песчаными и крупнообломочными породами, сцементированными каолиновой глиной). Как правило, переход одного типа кривых в другой сопровождается взаимными переходами и имеет «мозаичный» характер, что определяется как сменой литологического состава пород по простиранию и разрезу, так и сменой морфологических особенностей поверхностных отложений.

Резкие изменения фациального состава пород и, следовательно, их электрических свойств, развитие коры выветривания, сложные морфологические и гидрогеологические условия значительно затрудняют осуществление надежной количественной интерпретации результатов электрозондирований. Относительно уверенно поддаются количественной интерпретации только такие кривые ВЭЗ, в которых четко выражено «поведение» начальной ветви графика, заканчивающегося асимптотой. Как правило, такого рода графики ВЭЗ отражают литологические разрезы наиболее интересные с точки зрения поисков россыпных месторождений. Морфологически они приурочены в большинстве случаев к понижениям в рельефе. Наоборот, графики ВЭЗ, отражающие своей конечной ветвью наличие коры выветривания кристаллических пород, чаще всего приурочены к возвышенным участкам кристаллического основания, прикрытым

сверху песчаными и грубообломочными породами. Количественная интерпретация этих кривых значительно усложнена.

Осуществление же качественной интерпретации электроразведочных данных позволяет получать довольно наглядную картину как изменения в литологическом составе осадочных пород, так и морфологии поверхности кристаллического фундамента. На рис. 1 представлено сопоставление геологического разреза и разреза кажущихся сопротивлений по буровой линии № 27 (скважины № 28—116, соответственно ВЭЗ № 2—33). Как видно из приведенного сопоставления, данные электроразведочных работ (в качественном изложении) позволяют отмечать основные черты изменения геологического строения участка исследуемого профиля.

На рис. 2 приведены карты равных кажущихся сопротивлений, построенных при различных значениях $\frac{AB}{2}$, дополняющих друг друга. Здесь наглядно представлено как изменение литологического состава пород (по изменению их электрических свойств), так и основные черты изменения морфологии поверхности пород кристаллического фундамента.

Дополнением к вышеуказанным материалам могут служить карты разных значений суммарной проводимости и карта равных отношений кажущихся сопротивлений конечной ветви кривых ВЭЗ. Первая карта позволяет получать представление о рельефе поверхности пород кристаллического фундамента, вторая — установить наличие их зоны разрушения и, в отдельных случаях, присутствие коры выветривания. Сопоставление этих данных с результатами бурения дает возможность составить карту поверхности погребенного рельефа.

Из вышесказанного следует, что интерпретацию электроразведочных данных следует проводить по следующему плану:

1. Изучение имеющихся геологических материалов о строении района и систематизация типов кривых ВЭЗ с последующим построением карты типов кривых ВЭЗ.
2. Построение разрезов кажущихся сопротивлений по электроразведочным профилям и построение карт равных значений кажущихся сопротивлений при различных разносах АВ всей исследуемой площади.
3. Построение карты S и карты равных значений отношений кажущихся сопротивлений конечной ветви кривых ВЭЗ.
4. Проведение количественной интерпретации кривых ВЭЗ на участках, представляющих наибольший интерес с точки зрения возможной локализации россыпных месторождений.

Следуя приведенному плану, можно значительно ускорить процесс интерпретации данных электрозондирований и получать достаточно надежные материалы, способные ориентировать последующие буровые работы.

На первой стадии поисковых работ электроразведочные исследования проводятся по отдельным магистральным профилям вкрест предполагаемого простирания депрессионных элементов погребенного рельефа с расстоянием между точками ВЭЗ — 80 *м*. Это позволяет установить, с одной стороны, поведение поверхности кристаллического фундамента по исследуемому разрезу, а с другой — примерную смену литологического состава осадочных пород.

Установленные в пределах магистральных электроразведочных профилей локальные депрессионные участки проверяются ударно-вращательным бурением со шлиховым опробованием рыхлого керна по общепринятой методике. Расстояние между скважинами (не менее трех), в зависимости от ширины депрессии, обычно составляет от 20 до 80 *м*.

Указанная последовательность поисковых работ значительно снижает число разведочных выработок и исключает необходимость в прохождении магистральных буровых линий.

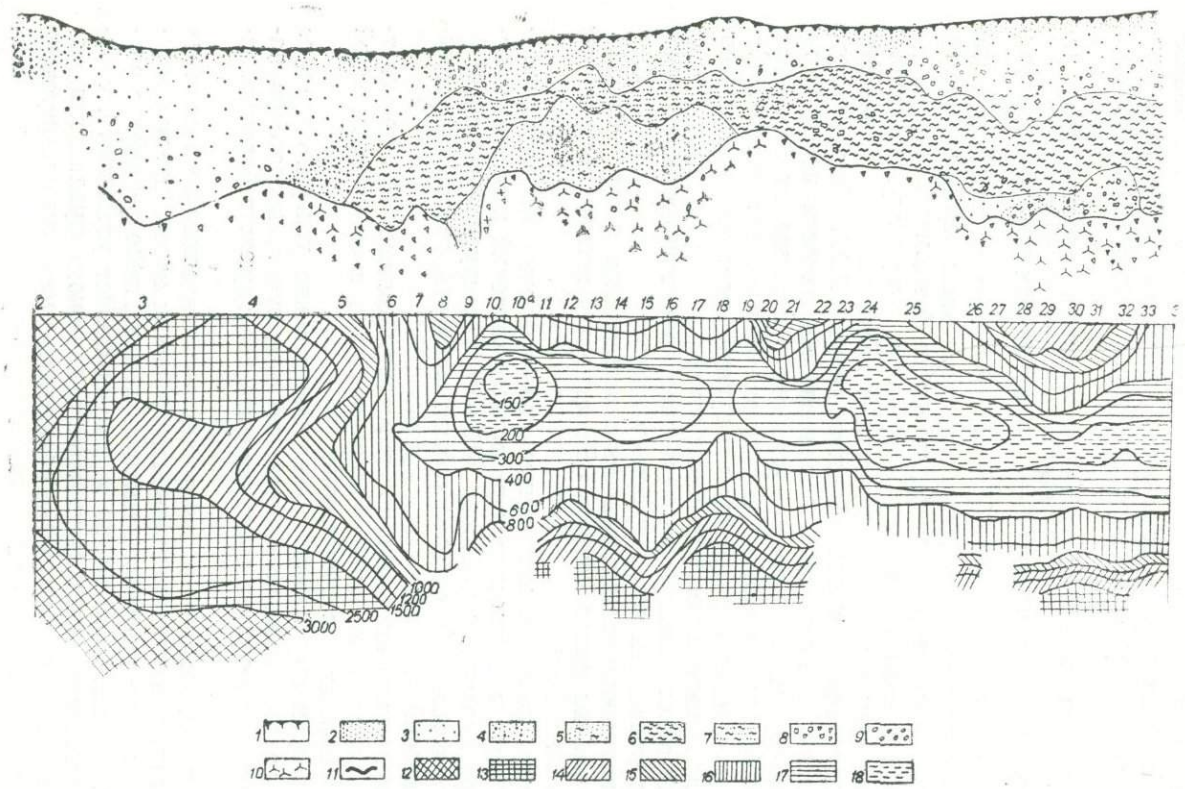


Рис. 1. Сопоставление геологического разреза и разреза кажущихся сопротивлений по буровой линии № 27 на участке погребенной россыпи:

1 — почвенный слой; *2* — песок мелкозернистый; *3* — песок среднезернистый; *4* — песок разнозернистый; *5* — песок глинистый; *6* — глина; *7* — суглинок; *8* — обломки и щебенка кристаллических пород; *9* — галька; *10* — каолины; *11* — изолинии значений $\rho_к$; *12* — $\rho_к > 3000$ *омм*; *13* — $\rho_к$ 1500—3000 *омм*; *14* — $\rho_к$ 1000—1500 *омм*; *15* — $\rho_к$ 800—1000 *омм*; *16* — $\rho_к$ 400—800 *омм*; *17* — $\rho_к$ 200—400 *омм*; *18* — $\rho_к < 200$ *омм*.

Долины, в которых был установлен продуктивный горизонт, прослеживаются профилями ВЭЗ по сети 800×80—400×40 *м*. Учитывая очень сложную конфигурацию поверхности погребенного рельефа некоторых участков, сеть наблюдений может сгущаться до 200×40 и 200×20. В отдельных случаях для установления направления сноса и составления

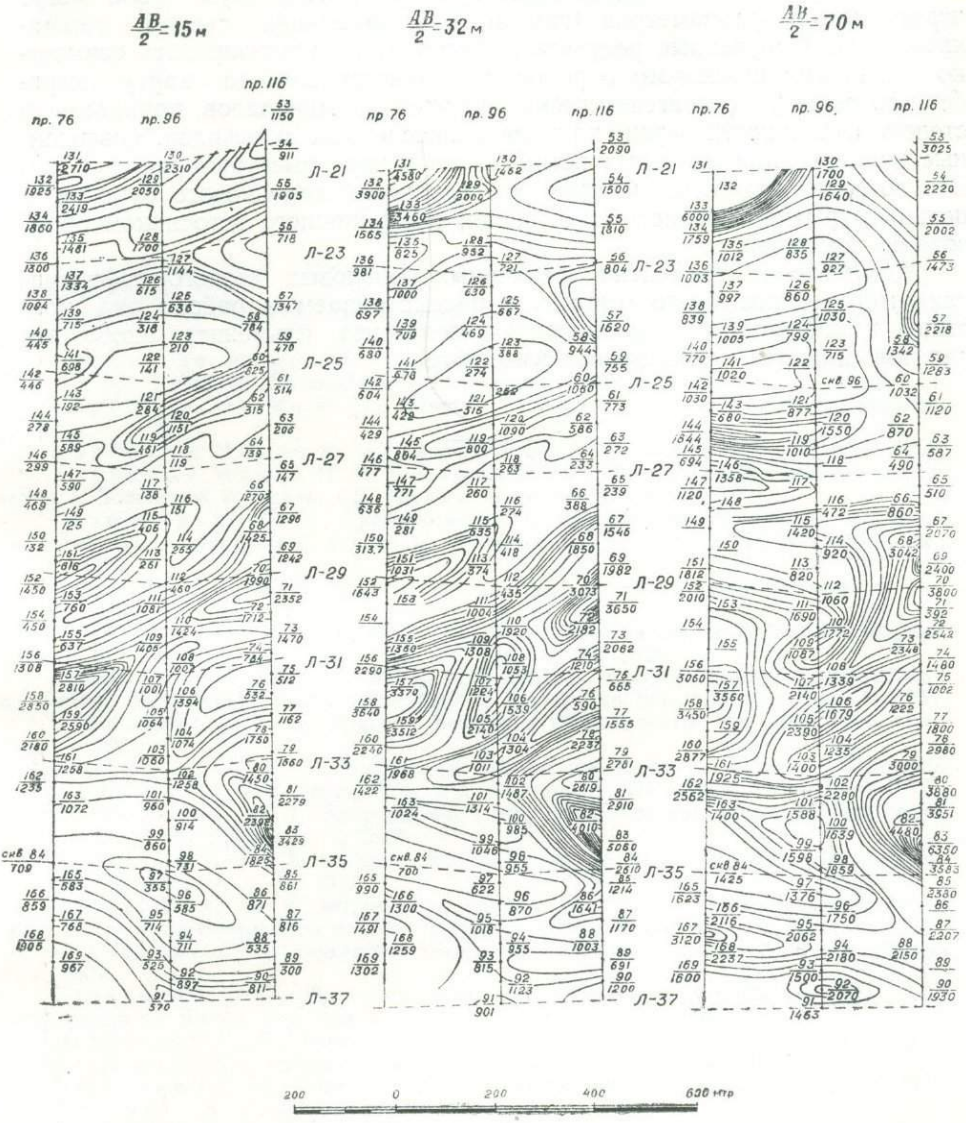


Рис. 2. Карты равных кажущихся сопротивлений участка погребенной россыпи на правобережье р. Перга, составленные для различных значений $\frac{AB}{2}$. Цифры у точек ВЭЗ обозначают: верхняя — номер точки, нижняя — значение параметра $\rho_к$.

карты погребенного рельефа долинообразных понижений неправильной изометричной формы необходима разбивка дополнительных профилей ВЭЗ вкрест основному направлению разведочных линий (рис. 2).

Таким образом, сочетание небольших объемов ударно-вращательного бурения и электроразведочных работ позволяет, во-первых, более эффективно производить поиски погребенных россыпей, во-вторых, значительно облегчает установление направления сноса.

Для нахождения коренных источников оруденения следует, кроме буровых и электроразведочных работ, проводить сейсморазведочные и радиометрические исследования.

Сопоставление данных электроразведочных и сейсмических работ позволит получить представление о тектонических элементах кристаллического фундамента. Здесь известную вспомогательную роль могут играть методы радиометрии (гамма- и эманационная съемки, гамма-кароттаж). Полученные результаты необходимо анализировать совместно с данными шлихового опробования, нанесенными на карту погребенного рельефа (парагенетические ассоциации минералов, крупность и степень окатанности зерен, наличие неокисленных сульфидов, повышенные концентрации полезных компонентов в коре выветривания и т. п.). Это позволит наметить участки для постановки колонкового бурения с целью вскрытия коренного оруденения, послужившего источником образования россыпей.

Комплексное применение различных поисковых геолого-геофизических методов позволило открыть в рассматриваемом районе ряд россыпей и коренных рудопроявлений касситерита, ильменита, ниобо-танталатов, циркона и рассеянных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенберг Э. М., Материалы по гидрографии СССР, вып. 5, 1953, Фонды Гидрометслужбы УССР.

Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР.

Барбот де Марни Н. П., Геологические исследования, произведенные в 1868 г. в губ. Киевской, Подольской и Волынской, 1871.

Барбот де Марни Н. П.,, Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию в 1865 г.

Барбот де Марни Н. П., Геологический очерк Херсонской губернии, 1869.

Барбот де Марни Н. П. и Карпинский А. П., Геологические исследования в Волынской губернии, Сб. Горного ин-та, СПБ, 1873.

Безбородько Н. И., Графито-железо-каолиновые месторождения в Первомайском уезде, Одесской губ. (предв. отчет летом 1921 г.), Вісник Укр. від. геол. ком., вип. 6, 1925.

Безбородько Н. И., *Кристаллические породы окрестностей Винницы на Подолии*, 1926.

Безбородько Н. И., Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни, Зап. Киев. общ. исп. пр., т. 27/3, 1928.

Безбородько Н. И., Отчет по исследованию кристаллических пород вблизи ж.-д. линии Бобринская—Голта летом 1919 г., Вісник Укр. від. геол. ком., вып. 11, 1928

Безбородько Н. И., Граниты Волыни и их пегматиты, Изв. Укр. геол. ком., вып. 13, 1930.

Безбородько М. І., Кристалічні породи Київщини і Поділля, узбережжів Дніпра і Буга, Наук. зап., орган Київ. н.-д. кафедри, т. III, вип. 2, геологічний, 1926.

Безбородько М. І., *Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України*, Тр. Ін-ту геол., вип. 2, 1935.

Бельский С. В., К геологии Житомирского уезда Волынской губернии, Тр. общ. исслед. Волыни, т. II, 1910.

Бельский С. В., К петрографии Волыни, Песчаники Житомирского, Овручского и Новоград-Волынского уездов, Тр. Об-ва исслед. Волыни, т. 7, Житомир, 1912.

Більський С. В., 3-верстове геологічне здіймання, аркуш XXII—7, Фонды УГУ, 1930.

Більський С. В., Геологічні досліди на Волині 1928—1929 рр., Зб. наук.-досл. музею та Волин. окр. плану, 1930а.

Більський С. В., Нове до геології Волині, Геологічні досліди на Волині 1929 р., Зб. наук.-досл. музею та Волин. окр. плану, Житомир, 1930б.

Більський С. В., Геологічні досліди Коростенщини 1926 р., Житомир, 1931.

Бетехтин А. Г., Минералогия, 1950.

Бетехтин А. Г., Курс минералогии, 1951.

Біленко Д. К., Про межу лесів і зандрів на території Києва та його околиць, Четвертичний період, вип. 7, 1934.

Біленко Д. К., Підгаєцький В. І., Геологічне дослідження формувальних пісків в околицях Києва, Труди УНДГІ, т. 5, вип. 2, петрографічний, 1934.

Богданов Н. В., Отчет о геологических результатах геолого-поисковых, ревизионных и разведочных работ за 1951 г., Фонды Зап. укр. эксп. треста «Союзредметразведка».

Богданов Н. В., Рубон Н. И., Тимошкин А. К., Отчет о геологоразведочных работах по Иршинскому россыпному месторождению ильменита с подсчетом запасов по состоянию на 1.IV 1952 г.

А. К. Болдырев, В. И. Михеев, Г. А. Ковалев и В. Н. Дубинина, Рентгенометрический определитель минералов, ч. I, Зап. Лен. горн. ин-та, т. XI, вып. 2, 1938.

Бондарчук В. Г., Географічний нарис Коростенщини, Бюл. Корост. окр. ВНО, № 9, 1928.

Бондарчук В. Г., Четвертинні поклади північної частини УРСР, Четвертинний період, вип. 9, 1935.

Бондарчук В. Г., Будова четвертинного покриву УРСР, його стратиграфія і стратифікація, Вісті *АН УРСР, № 2—3, 1937.*

Бондарчук В. Г., Четвертичные отложения УССР (с картой массива 1:2 500 000), Фонды УГУ, 1937а.

Бондарчук В. Г., Схема геоморфологічного районування УРСР, Наук. зап. КДУ, т. 5, вип. 1, 1946.

Бондарчук В. Г., Геологічна структура УРСР, КДУ, 1946.

Бондарчук В. Г., *Краєвиди Радянської України*, «Радянська Україна», 1946, 89 с.; додаток до журналу «Україна», 1946, № 5.

Бондарчук В. Г., Геологічна будова УРСР, «Радшкола», 1947.

Бондарчук В. Г., Основы геоморфологии, 1949.

Бондарчук В. Г., Геоморфологія УРСР (геологічний розвиток рельєфу УРСР), «Рад. школа», 1949.

Бондарчук В. Г., Веклич М. Ф., Заморий П. К., Пидопличко И. Г., Соколовский И. Л., Путеводитель экскурсий совещания по лессовым породам УССР, Киев, Изд. АН УССР, 1955.

Бонштедт-Куплетская, Э. М., Об ильменитах из некоторых месторождений Советского Союза, Тр. Минер. муз. АН СССР, вып. 4, 1952.

Вадимов Н. Т., Шунько В. И., Демьянова Т. П., Геологическая карта Волынского пьезокварцевого района, м-б 1:50 000, планшет М—35—46—В пл. М.—35—45—Г (юго-восточная часть), Фонды УГУ, 1946—1947.

Вадимов Н. Т., Шунько В. И., Геологическая карта Волынского пьезокварцевого района, м-б 1:50 000, пл. М—35—58—А и пл. М—35—57—Б (восточная часть), Фонды Укр. Геол. упр., 1947—1948.

Вадимов Н. Т., Шунько В. И., Крамаренко Н. Ю., Геологическая карта Волынского пьезокварцевого района, м-б 1:50 000, пл. М—35—58—Б и М—35—58—Г (северная половина), Фонды УГУ, *1948—1949.*

Вадимов Н. Т., Шунько В. И., Геологическая карта Волынского интрузивного комплекса, м-б 1:50 000, пл. М—35—45—Б (южная половина), М—35—45—Г (северная половина) и М—35—46—А (юго-западная четверть), Фонды Укр. Геол. упр., 1949—1950.

Вадимов Н. Т., Шунько В. И., Сводная геологическая карта Волынского интрузивного комплекса, м-б 1:100 000, Фонды УГУ, 1949—1950.

Варава К. Н., Гидрогеологические условия бассейна р. Ирша на участке Рыжаны—Чеповичи, Фонды Ин-та геол. наук АН УССР, 1953.

Веклич М. Ф., Радзиевский В. И., История развития рельефа и образования россыпей ильменита в бас. р. Ирши, Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Веклич М. Ф., Генетические типы россыпей ильменита в бассейне р. Ирши, *Фонды ИГН АН УССР, 1954.*

Веклич М. Ф., До питання про кінцеві морени в центральній частині Житомирської області, Геологічний журнал, т. 14, вип. 4, 1954.

Веклич М. Ф., Нові дані про мінералогічний склад лесу другої надзаплавної тераси деяких річок Правобережної України, ДАН УРСР, вип. 3, 1954.

Веклич М. Ф., Кононов Ю. В., Геоморфология и четвертичные отложения бассейна р. Б. Высь, Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Ломаева Е. Т., Ромоданова А. П., Хантунцева А. Я., Новые данные о мезозойских континентальных отложениях в Житомирской области, Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Веклич М. Ф., Радзієвський В. І., Ромоданова А. П., Про деякі так звані кінцеві морени в Житомирській області, ДАН УРСР, вип. 3, 1955.

Веклич М. Ф., Ромоданова А. П., Нові дані про докрейдові та крейдові відклади в Житомирській обл., ДАН УРСР, № 3, 1955.

Веклич М. Ф., Генетические типы и стратиграфия россыпей Иршинского месторождения ильменита, Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Заморий П. К., Хатунцева А. Я., О направлении дальнейших работ по выявлению россыпных месторождений ильменита на Волыни, Мат. по геолог. и минералогии россыпей Укр. ССР, сб. № 1, АН УССР, Киев, 1955.

Воробьева В. Ф., Предварительный отчет ГРП—1 за 1948 г., Фонды треста «Союзспецразведка».

Воробьева В. Ф., Предварительный отчет о поисках россыпных месторождений в северной части Украинского кристаллического массива за 1948 г. Фонды т-та «Союзспецразведка».

Воробьева В. Ф., Тимошкин А. К., Геолого-промышленный отчет по Роставицкому месторождению. Фонды Западноукраинской экспедиции треста «Союзредметразведка», 1950.

Воробьева В. Ф., Рубон Н. И., Шалимов Г. Н., Морозова Т. А., Моисеева И. В., Отчет о геолого-поисковых и геологоразведочных работах на правобережной Украине с подсчетом запасов на 1.I 1951 г. Фонды Зап. укр. эксп. треста «Союзредметразведка».

Геолого-промышленный отчет экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка» за 1948 г., Фонды треста.

Геолого-промышленный отчет экспедиции № 16 треста «Союзспецразведка», Фонды треста, 1949.

Гайжевский А. А., Шунько В. И. и Бялковская Г. К., Детальная геологическая карта Побужья, 1940, Фонды Укр. геол. упр.

Гинзбург И. И., Древняя кора выветривания, ее минералы и месторождения полезных ископаемых. Юб. сб., посв. 30-летию Велик. Октябр. соц. револ., Изд. АН СССР, 1947.

Дидковский В. Я., *Геологическое строение и геоморфология долины р. Уж.* Кандидатская диссертация, Фонды ИГН АН УССР, 1947.

Дидковский В. Я., К стратиграфии и литологии верхнемеловых отложений Коростенского, Володарск-Волынского, Барашевского, Житомирского районов, Житомирской области, Фонды ИГН АН УССР, 1948.

Дідковський В. Я., Нові дані про відклади київського ярусу в долині р. Уж (права притока р. Прип'яті), Геол. журн., т. 11, вип. 2, 1951.

Дмітріев М. І., Рельєф УРСР, Геоморфологічн. нарис, «Радянська школа», 1936.

Дмітріев М. І., Четвертинні відклади області Українського кристалічного масиву, Учені записки ХДУ, кн. 10, 1937.

Дмитриев Н. И., Геоморфология Украинского кристаллического массива, Землеведение, т. 40, вып. 1, 1938.

Домгер В., Геологические исследования в южной России в 1881—1884 гг.

Дядченко М. Г., К минералогии россыпного месторождения в долине р. Постолова, левого притока р. Ю. Буг, Фонды ИГН АН УССР, 1952.

Дядченко М. Г., К минералогии россыпного месторождения редких земель в бассейне р. Гнилопять, правого притока р. Тетерев, Фонды ИГН АН УССР, 1952.

Дядченко М. Г., К минералогии аллювиальных отложений долины р. Тетерев от истоков до г. Житомир, Фонды ИГН АН УССР, 1953.

Дядченко М. Г., Минералогия россыпных месторождений, приуроченных к аллювиальным отложениям бассейна р. Соб, Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Нові дані про лейкоксен, Геол. журн. АН УРСР, т. 14, вип. 4, 1954.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Иршинское россыпное месторождение ильменита (геологические и минералогические исследования), Мат. по геол. и минер. россыпей УССР, сб. № 1, Изд. АН УССР, Киев, 1955.

Дядченко М. Г., *Геологическая и минералогическая характеристика* россыпного месторождения ильменита в пределах междуречья Ирша—Тростяница, Житомирской обл., Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Случаи образования глауконита в *континентальных условиях, Зап. Всес. минер. общ., ч. LXXXV, № 2, 1956.*

Евсеева С. И., Ракитин А. Д., Палий Р. Н., Герасимова М. И., Катасонова В. В., Беспалько Н. А., Бандик К. П. и Орехова О. Р., Отчет центральной партии № 16 за 1952 г., Фонды Кировской экспедиции.

Заварицкий А. Н., Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1950.

Заморий П. К., Геология и четвертичные отложения междуречья Ирша — Верхняя и Нижняя Иршица и Тростяница, Фонды ИГН АН УССР, 1939.

Заморий П. К., Антонович М. Н., Четвертичные отложения в районе междуречья Ирша—Рихта—Тростяница, Фонды ИГН АН УССР, 1941.

Заморий П. К., Корисні копалини Володарськ-Волинського, Черняхівського, Чеповичського і Потіївського районів, Житомир. обл. УРСР, Інф. бюл. АН УРСР, № 1—2, 1945.

Заморий П. К., Дидковский В. Я., Геология и геоморфология долин рек Ужа и Ирши, Фонды ИГН АН УССР, 1947.

Заморий П. К., Дядченко М. Г., Проскурко А. И., Геоморфология и россыпные месторождения в бассейне р. Соб, Фонды ИГН АН УССР, 1950.

Заморий П. К., Дядченко М. Г., Веклич М. Ф., Геоморфология и россыпные месторождения в бассейне р. Синюха, Фонды ИГН АН УССР, 1950.

Заморий П. К., Маринич А. М., Дядченко М. Г., Геоморфология и россыпные месторождения в долине р. Тетерев (от истоков до г. Коростышева), Фонды ИГН АН УССР, Киев, 1950.

Заморий П. К., Дядченко М. Г., Геоморфология и россыпные месторождения в бассейне р. Гнилопять, Фонды ИГН АН УССР, Киев, 1950.

Заморий П. К., Корниенко П. А., Дядченко М. Г., Геоморфология и россыпные месторождения в бассейне р. Ю. Буг от верховья до г. Первомайск, Фонды ИГН АН УССР, 1950.

Заморий П. К., Веклич М. Ф., Ломаева Е. Т., Варава К. Н., Геоморфология, четвертичные отложения и гидрогеология западной части бассейна р. Ирши, Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Заморій П. К., Дідковський В. Я., Геоморфологія долини р. Уж, Вид. Київ. держ. універс., географ, зб., № 3, 1954.

Заморий П. К., Веклич М. Ф., Геоморфология и четвертичные отложения

бассейна р. Ирша, Мат. по геол. и минералогии россыпей УССР, сб. № 1, Изд. АН УССР, 1955.

Зив Е. Ф., Краткий информационный отчет по теме 14—497 «Изучение вещественного состава руд Иршинского и других месторождений УССР», Фонды МЦМ СССР, Гиредмет, МЦМ СССР, 1954.

Ивантишин М. Н., Зубов А. И., *Отчет о произведенном исследовании сульфидного оруденения в габбро-лабрадоритах окрестностей с. Буки*, Фонды ИГН АН УССР, 1939.

Ивантишин М. Н., Геологический отчет по обследованию редких и других металлов в р-не Чеповичском, Гайчур и Могилев-Подольском, Фонды ИГН АН УССР, 1940.

Ивантишин М. Н., Николаевская Е. Н., Геологический отчет по составлению шлиховой карты УССР, Фонды УГУ, 1945.

Ивантишин М. Н., Хатунцева А. Я., Редкоземельные минералы в различных геологических формациях Украинского кристаллического массива, Фонды Ин-та геол. наук АН УССР, 1950.

Ивантишин М. Н., К минералогической характеристике третичных и четвертичных отложений Запорожской и Херсонской областей, сб. № 1, Изд. АН УССР, 1955.

Ивантишин М. Н. и Веклич М. Ф., К геоморфологии и минералогии района течений рр. Тясьмина и Ольшанки, Изд. АН УССР, сб. № 1, 1955.

Івантішин М. М., Зміни в складі акцесорного ільменіту та титаномагнетиту в породах коростенського інтрузивного комплексу, Геол. журн., т. XV, вип. 3, 1955.

Каменский Г. Н., Климентов П. П., Овчинников А. М., Гидрогеология месторождений полезных ископаемых, Госгеолиздат, Москва, 1942.

Каптаренко О. К., Тераси р. Південний Буг в межах Української кристалічної смуги (від верховин до м. Гайворон), Четвертинний період, ВУАН, вип. 3, 1931.

Каптаренко-Черноусова О. К., Меловые отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса, Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Киев, 1954.

Карпинский А. П., Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, 1894.

Клочков В. Т., *Топазо-морионовые пегматиты Волыни, как источник формирования вторичных (россыпных) месторождений пьезокварца*, Кандидатская диссертация, Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Козловская А. Н., Трехверстная геологическая съемка планшета XXVI—10, Фонды УГУ, 1931.

Козловская А. Н., *Комплексная геологическая карта УССР, масштаба* 1:200 000, л. М—36—XXVI (Смела), Фонды УГУ, 1949.

Козловская А. Н. и Ожегова М. И., Геолого-петрографическая карта докембрия УССР, м-б 1:500 000, л. М—35—Б (Житомир), Фонды УГУ, 1952.

Козловская А. Н., Перельштейн В. С., Комплексная геологическая и *гидрогеологическая карта Полесья, м-б 1:200 000, л. М—35—XI (северная часть)* и М—36—VII (сев.-зап. часть), Фонды УГУ, 1951.

Козловская А. Н., Перельштейн В. С., Комплексная геологическая и гидрогеологическая карта Полесья, м-б 1:200 000, л. М—35—IV (южн. половина), М—35—X (сев. половина), Фонды УГУ, 1952.

Кожич-Зеленко М. П., Замітка про каситерит на Волині, Геол. журн., т. VII, вип. 1—2, 1940.

Коклик Г. С., Гидрогеологические условия г. Василькова, Киевской губ., Изв. Укр. отд. геол. ком., вып. 4, 1924.

Коненков Д. М., Жуков М. М., Комплексная геологическая карта УССР, *м-б 1:500 000, л. М—36—А, Киев, 1947.*

Коровниченко Г. М., Барташевский В. И., Фурса А. Е. и Львова Т. Е., Детальная геологическая карта Волыни, м-б 1:25 000—1:50 000, листы М—35—57—Б и М—35—45—Г (южн. половина), Фонды УГУ, 1945.

Корценштейн В. Н., Бабай В. С., Печенкина А. П., К стратиграфии и литологии *палеогеновых отложений Одесского района. Вопросы геологии и геохимии* нефти и газа (Европ. часть СССР), Гостоптехиздат, 1953.

Криштофович А. Н., О растительных остатках третичных песчаников Волынской губернии, Зап. минер. об-ва, 2 серия, вып. 48, 1912.

Лапчик Ф. Е., Фурса А. Е., Отчет Волынской шлиховой партии о произведенных работах в бассейне р. Ирши, Фонды УГУ, 1940.

Лапчик Т. Ю., Звіт про роботи по дослідженню рідких та розсіяних елементів в гранітах та пегматитах II та III магматичних комплексів на Волині, ІГН АН УРСР, 1946.

Лапчик Ф. Е., Изучение шлихов (из коренных пород и аллювия) и источников их питания в бассейне р. Ю. Буг, Фонды ИГН АН УССР, 1947.

Лапчик Ф. Е., Изучение акцессорной минерализации горных пород в нижней части течения р. Ю. Буг, Фонды ИГН АН УССР, 1948.

Лапчик Ф. Е., К истории изучения радиоактивной минерализации гранитных интрузий УССР, ИГН АН УССР, 1949.

Лапчик Ф. Е., Изучение акцессорной минерализации гранитных интрузий УССР, Фонды ИГН АН УССР, 1949а.

Ласкарев В. Д., Геологические исследования в юго-западной России (17 лист общей геологической карты Европейской России), Тр. Геол. ком., нов. серия, вып. 77, 1914.

Лебедев П. И., К петрографии и минералогии основных пегматитов Волыни. Сб., посв. акад. Вернадскому, вып. 2, 1936.

Лебединский В. И., О реакционных явлениях в оливиновом габбро Коростенского плутона, Зап. Всесоюзн. минер. общ., 83, вып. 1, 1954.

Лепченко Г. Я., Ткачук Л. Г., Заморий П. К., Комплексная геологическая карта УССР, м-б 1:500 000, л. М—35—Б (Житомир), Киев, 1947.

Личак И. Л., Строение, состав и металлогения овручской серии горных пород (предварительный отчет), Фонды ИГН АН УССР, 1951.

Личак И. Л., Стратиграфическое положение пирофиллитовых сланцев в разрезе овручской толщи и их генезис (промежуточный отчет по теме: «Строение, состав и металлогения овручской серии горных пород»), Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Личак И. Л., К петрографии Володарск-Волынского габбро-лабрадоритового массива и его ильменитоносность (промежуточный отчет), Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Личкова Е. Л., Каталог буровых скважин Украины, вып. 1, 1927.

Лічкова О. Л., Каталог свердловин України, вип. 3, Київ, 1930.

Личков Б. Л., Некоторые данные о рельефе и тектонике кристаллических пород Укр. крист. полосы, Изв. Укр. геол. ком, вып. 5, 1924.

Личков Б. Л., Об ископаемых реках и бессточных впадинах, Зап. Киевск. о-ва естествоисп., т. 27, вып. 2, 1927.

Личков Б. Л., Некоторые черты к характеристике геоморфологии южного Полесья, Изв. геол. ком., т. 47, № 9—10, Ленинград, 1928.

Личков Б. Л., О так называемых пустынях четвертичного времени в Европе, Тр. геол. отд., вып. 2, Ленинград, 1930.

Личков Б. Л., О фазах денудации Укр. крист. массива, Ленинград, 1930.

Личков Б. Л., Древние оледенения и великие аллювиальные равнины, «Природа» № 10, 1930б.

Личков Б. Л., О строении речных долин Украины, Днепр. бас. Ю. Буга, Изд. АН СССР, 1931.

Личков Б. Л., Червинский В. Н., О террасах Горного и Гнилого Тикичей в Укр. крист. массиве, Тр. Геоморфолог. ин-та, вып. 9, 1933.

Лучицкий В. И., Данные по гидрогеологии Киево-Харьковской артезианской мульды в связи с вопросами водоснабжения сел и городов, Изв. Укр. отд. геол. ком., т. 8, 1926.

Лучицкий В. И. и Лебедев П. И., Петрография Украины, изд. АН СССР, 1934.

Лучицкий В. И., Стратиграфия докембрия Укр. крист. массива, Стратиграфия СССР, 1939.

Лучицкий В. И. и Минаков М. А., Оловоносность северо-западной части Укр. кристаллической гряды, Сов. геология, т. 9, № 4—5, 1939.

Лучицкий В. И. и Минаков М. А., Рекогносцировочное изучение возможности оловоносности северо-восточной части Житомирской области УССР, Отчет ВСЕГЕИ, Фонды УГУ, 1938.

Лучицкий В. И., Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения, Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 20, 1940.

Лучицкий В. И., Стратиграфия Укр. крист. массива, Сб. «Укр. кр. массива», 1947.

Лучицький В. І., Семененко М. П., Ткачук Л. Г., Усенко І. С., Український кристалічний масив (геолого-петрографічний опис з картою), 1947.

Макаренко Д. Е., Фауна моллюсков нижнетретичных отложений северо-западной части Украинского кристаллического массива, Автореферат канд. диссертации, Киев, 1955.

Маков К. И., Гидрогеологическое районирование Украинского кристал. массива, Фонды ИГН АН УССР, 1942.

Маков К. И., Подземные воды Украинской ССР, ч. I и II, Фонды ИГН АН УССР, 1947.

Матвиенко Е. М., Козловская А. Н., Заморий П. К., Комплексная геологическая карта УССР, м-б 1:500 000, л. М—36—В (Кировоград), Киев, 1947.

Материалы Западноукраинской экспедиции геологоразведочного треста № 1 (буровые журналы, геологические разрезы, анализы и др.), Фонды экспедиции, 1954, 1955.

Малышев И. И. и Руснак М. Е. (редакторы), Обзор месторождений и рудопроявлений титана в СССР, гл. ред. А. Н. Ассовский, 1955.

Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пек А. В., Титаномагнетитовые месторождения Урала, серия уральская, вып. 1, АН СССР, 1934.

Малышев И. И., Основные генетические типы месторождений титановых руд и промышленная их ценность, Разведка и охрана недр, № 1, 1955.

Миклуха-Маклай М. Н., Геологические исследования Новоград-Волын-

ского и Житомирского уездов, Волынской губернии, Зап. Мин. общ., СПБ, т. XIV, 1890.
Мирчинк Г. Ф., *Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР*, Геол. вестник, т. 5, № 4-5, 1926—1927.
Мирчинк Г. Ф., Четвертичные движения Правобережной Украины, Труды сов. *секции МАИЧПЕ, вып. 4*, 1939.
Михеев В. И. и Дубинина В. Н., Рентгенометрический определитель минералов, ч. 2, Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 13, вып. 1, 1938.
Молявко Г. І., Підоплічко І. Г., *До палеогеографії причорноморських* степів півдня УРСР у неогені і антропогені, Геол. журн. АН УРСР, т. 15, вып. 1, 1955.
Морозевич И., К петрографии Волыни, Зап. Варшавского университета, 1893.
Нагорнова Н. М., Отчет о геологических результатах работ Западноукраинской экспед. за 1953 г., Фонды Зап. укр. экспедиции, 1953.
Новикова М. М., Отчет об инженерно-геологических изысканиях на площадках фабричного комплекса Иршинского горно-обогатительного комбината «Гипрозолото» Министерства цветной металлургии СССР, Фонды Иршинского горно-обогатительного комбината, 1954.
Ожегова М. І., Остаточний звіт по трьохверстному геологічному здійманню, аркуш XX—6 (Олевськ), Фонди УГУ, 1926.
Ожегова М. І., Звіт про геологічні досліди влітку, 1928 р. на Коростенщині, Бюл. Укр. від. геол. ком., № 1-2, 1928.
Ожегова М. И., Общая геологическая карта УССР, Трехверстная геологическая съемка, ряд XXVI, л. 9, Ново—Архангельск—Покатилово—Липняшки, Фонды УГУ, 1928.
Ожегова М. І., Трьохверстове геологічне здіймання, аркуш XXI—7, Фонды Укр. геол. упр., 1928.
Ожегова М. И., Общая геологическая карта УССР (трехверстная геологическая съемка), л. 8, ряд XXVI, Фонды УГУ, 1936.
Ожегова М. И., *Габбро-нориты и лабрадориты Киевской обл.*, Фонды УГУ, 1936.
Ожегова М. И., Петрографическая карта УССР, л. М—35—XI (с. Белокоровичи, г. Овруч—г. Коростень—с. Ушомир—с. Турчинка), Фонды УГУ, 1938.
Ожегова М. И., *Геологическая карта УССР, м-б 1:200 000, л. М—35—XI (Коростень)*, Фонды УГУ, 1939.
Ожегова М. И., Геологическая карта УССР, м-б 1:200 000, л. 35—XVII (Житомир), *Фонды УГУ, 1939а.*
Осколков В. Д., Окончательный отчет Волынской экспедиции Института прикладной минералогии по титанистым железнякам за 1930—1931 гг., Фонды УГУ, 1931.
Оссовский Г. О., *Из путевых записок о поездке по Житомирскому и Овручскому уездам в 1867 г.*, Житомир, 1868.
Оссовский Г. О., Геологическо-геогностический очерк Волынской губернии, Тр. Волын. статист. ком., Житомир, 1867.
Отчет ГРП № 3 экспедиции № 16 «Союзспецразведка» за 1949 г., Фонды экспедиции.
Отчет о геологоразведочных работах Западноукраинской экспедиции треста «Союзредметразведка» за 1954 г., ч. IV, Фонды экспедиции, 1954.
Петров В. П., Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые вопросы генезиса глин вообще, Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948.
Педан И. С., Геологический отчет Волынской ильменитовой партии (участок Добрынь), Фонды УГУ, 1935.
Піменова Н. В., Флора третинних пісковиків Правобережжя УРСР, Київ, 1937.
Пионтковский Ф. А., Геологический отчет Волынской ильменитовой партии (Гацковка), Фонды УГУ, 1935.
Полканов А. А., Предварительный отчет по теме «Петрографическое картирование интрузивных тел на примере Волыни», ЦНИГРИ, 1932.
Полканов О. О., Короткі дані про дослідження лабрадоритових масивів Волині в 1936 р., Геол. журн., т. III, вип. 3-4, 1936.
Полканов А. А., Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР, Ленинград. госуниверситет, 1948.
Різниченко В. В., Канівські гори, їх будова, вік та походження, Труди УНДГІ, т. 1, вип. 1, 1928.
Рожков И. С., Основные факторы образования россыпей и характеристика их типов, Разведка и охрана недр № 4, 1955.
Ромоданова А. П., Четвертичные отложения Правобережного Полесья, Фонды *ИГН АН УССР, 1954.*
Ромоданова А. П., Хатунцева А. Я., О направлении поисково-разведочных работ на россыпные месторождения ильменита в бассейне верхнего и среднего *течения р. Уж, Фонды Ин-та геол. наук АН УССР, 1954.*
Ромоданова А. П., Ломаева Е. Т., Хатунцева А. Я., Новые данные о домеловых и меловых континентальных отложениях в верхнем течении р. Уж, Фонды *Ин-та геологии АН УССР, 1954.*
Рубон Н. И., Стеценко И. П., Шершакова А. Ф., Гоголь А. Б., Отчет о геологоразведочных и поисковых работах за 1952 г., Фонды Зап. укр. экспед. треста «Союзредметразведка», 1952.
Рубон И. И., Тимошкин А. К., Проект производства геолого-поисковых ра-

бот по ильмениту на 1953 г., Фонды. Зап. укр. экспед. треста «Союзредметразведка», 1953.

Рубон Н. И., Рукавицын И. И., Отчет о геологоразведочных работах с оперативным подсчетом запасов по Иршинскому месторождению ильменита за I кв. 1953 г. ,Фонды Зап. укр. компл. экспед. треста «Союзредметразведка», 1953.

Рубон Н. И., Рукавицын И. И., Отчет о геологоразведочных работах с оперативным подсчетом запасов по Иршинскому месторождению ильменита за II кв. 1953 г., Фонды Зап. Укр. эксп. треста «Союзредметразведка», 1953.

Самойлов Я. В., Лабрадор и каолин Елисаветградского уезда, Херсонской губернии, Бюлл. Моск. общ. естествоисп., № 4, 1903.

Семененко М. П., Тектоніка Українського кристалічн. масиву. Зб. «Український кристал. масив», 1947.

Семененко М. П., Структура Українського кристалічного масиву, АН УРСР, Геол. журн. АН УРСР, т. 9, вип. 3, 1948.

Семененко Н. П., Строение Украинского кристаллического массива и история его формирования, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

Семененко Н. П., Докембрий Украинской ССР, Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 2, 1953.

Семененко Н. П., Усенко И. С., Ультраосновные и основные породы Украинской ССР (в связи с проблемой алмазоносности), Фонды ИГН АН УССР, 1954.

Сердюченко Д. П., Ильменит и магнетит в габбро-норитах Украины, Минер. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950.

Скабалланович И. А., Гидрогеологические расчеты, Углетехиздат, Москва, 1954.

Слензак І. Є., Нижньотретинне вугленакупчення на Правобережжі середнього Дніпра, Київ, 1946.

Слензак І. Є., Про утворення каолінів, Геол. журн. АН УРСР, т. 8, вип. 2, 1946.

Соболев В. С., Петрология восточной части сложного Коростенского плутона, Изд. Львов. гос. универ., 1947.

Соболев В. С., Введение в минералогию силикатов, Львов, госуниверситет, 1949.

Соболев В. С., Значение железистости фемических минералов, Львов, геол. общ. мин., сб. № 4, 1950.

Соболев Д. Н., К геоморфологической характеристике Киевского Полесья Вестн. геол. ком., т. 3, № 6, Ленинград, 1928.

Соболев Д. Н., К геологии и геоморфологии Полесья, Вестн. Укр. район. геол разв. упр., вып. 16, 1931.

Соболев Д. Н., О четвертичном морфогенезе на Украине, Тр. 2 МК АЧПЕ, вып. 2, 1938.

Соболев Д. Н., О неогеновых и четвертичных террасах Украины, «Сов. геолог.», № 16, 1938а.

Соболев С. С., Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. 1, 1948.

Соколов Н. А., Гидрогеологические исследования в Херсонской губернии, 1896.

Станіславський Ф. А., Про флору палеогенових пісковиків Української РСР, Геол. журн., т. 11, вип. 4, 1951.

Степанов Г. И., Отчет по инженерно-геологическим работам на участке плотины № 5 на р. Ирша, «Гипрозолото», Фонды Иршинского горнообогатительного комбината, 1954.

Степанов Г. И., Отчет по гидрогеологическим работам на участке водозабора подземных вод площадки ФЗЦО Иршинского горнообогатительного комбината, 1954.

Степанов Г. И., Отчет по инженерно-геологическим работам на участке Прирельсовой базы Иршинского ГОК, «Гипрозолото», Фонды Иршинского горнообогатительного комбината, 1954.

Степанов Г. И., Отчет по инженерно-геологическим работам на участках водоподъемных плотин № 1 и 3 и чаши водохранилища на р. Ирша, «Гипрозолото», Фонды Иршинского горнообогатительного комбината, 1954.

Тарасенко В. Е., О горных породах семейства габбро из Радомыслъского и Житомирского уездов Киевской и Волынской губерний, Зап. Киев. общ. естеств., т. 15, вып. 1, 1895.

Тимошкин А. К., Отчет о геологических результатах работ Зап. укр. экспед. за 1951 г., Фонды Зап. Укр. эксп., 1951.

Тимошкин А. К., Отчет о геологических результатах работ Кировоградской ГРП за I квартал 1954 г. и I полугодие 1954 г., Фонды Зап. Укр. экспед., 1954.

Толстой М. И., Отчет о электроразведочных работах, выполненных в 1955 г. в районе с. Перги, Олевского района, Житомирской области, ИГН АН УССР, 1955.

Ткачук Л. Г., Трьохверстова геологічна мапа, р. XXV, арк. 10, Фонди УГУ, 1932.

Ткачук Л. Г., Лапчик Ф. Е., Заморий П. К., Комплексная геологическая карта, м-б 1:500 000, л. М—35—Г (Винница), Укргеолфонд, 1945.

Ткачук Л. Г., Лапчик Ф. Е., Заморий П. К., Комплексная геологическая карта УССР, м-б 1:500 000, л. М—35—Г (Винница), Киев, 1947.

Ткачук Л. Г., Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості, Геол. журн. АН УРСР, т. 14, вып. 3, 1954.

Тутковский П. А., Пирамидальные валуны в южном Полесьи, Изв. геол. ком., т. 19, 1900.

Тутковский П. А., Ископаемые пустыни северного полушария, Землеведение, 1909.

Тутковский П. А., *Библиографический обзор литературы по геологии и физической географии* Центрального и Южного Полесья, Зап. Киевск. общ. ест., т. 21, 1910.

Тутковский П. А., Краткий гидрографический очерк Центрального и Южного Полесья, Тр. общ. исслед. Волыни, т. 2, 1910.

Тутковский П. А., Орографический очерк Центрального и Южного Полесья, Землеведение, 1911.

Тутковский П. А., Узбережжя р. Жерева, ВУАН, тр. фіз. від., т. 1, вип. 6, 1925.

Тутковський П. А., Узбережжя р. Вуж у середній його течії, Наук. зап., т. 3 (2), 1926.

Усенко И. С., О ранних этапах формирования Украинского кристаллического массива, ДАН СССР, т. XCV, № 5, 1954.

Фаловський О. О., Порівняльна оцінка обводнення буровугільних родовищ Дніпровського буровугільного басейну, Геол. журн., АН УРСР, 1948.

Фаловский А. А., Червинко Н. С., *Гидрогеологические условия* россыпных месторождений ильменита в долинах рр. Ирши и Уж, Фонды Института геол. наук АН УССР, 1954.

Феофилактов К. М., О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской, Тр. Ком. высш. учрежд. при Унив. св. Владим., т. 1, Киев, 1851.

Феофилактов К. М., *О результатах геолог. исследов. Киевской губернии*, Тр. I съезда русских естествоиспытателей в Петербурге, СПБ, 1868.

Фоменко А. Н., Соломуха Т. Д., Объяснительная записка к подсчету запасов Златопольского буроугольного района Кировоградской области по работам Златопольской поисково-разведочной партии за 1947 г., Фонды УГУ, 1948.

Фурса А. Е., Козловская А. Н., Барташевский В. И., Геологическая карта Волынского пьезокварцевого района, м-б 1:50 000, планшет М—35—46—Г, Фонды УГУ, 1946.

Хатунцева А. Я., Структурно-петрографические и минералогические исследования в бассейне верхнего и среднего течения р. Случь, Фонды ИГН АН УССР, 1953.

Хатунцева А. Я., К минералогической характеристике современных аллювиальных отложений р. Ю. Буг в среднем течении, Сб. № 1 «Материалы по геологии и минерал. россыпей УССР», 1955.

Хатунцева А. Я. и Ромоданова А. П., Россыпи ильменита в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж, Фонды Ин-та геол. наук АН УССР, 1955.

Хатунцева А. Я., Ромоданова А. П., Минералогические и геоморфологические исследования в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж в связи с ильменитоносностью этих районов, Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Хатунцева А. Я., Ромоданова А. П., Кравец В. В., Геологическое строение, геоморфология и оловоносность бассейна р. Уборть на участке Радоробель—Хочин, Фонды ИГН АН УССР, 1955.

Чирвинский В. Н., Отчет о геологических исследованиях в районе Умань—Звенигородка, Вісн. Укр. від. геол. ком., вип. 10, 1927.

Чирвинский В. Н., О связи между высотой залегания крист. пород и современным рельефом в районе Умань—Звенигородка, Вісн. укр. відд. геол. ком., вип. 11, 1928.

Чирвинский В. Н., Ксенолиты, эффузивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губернии и прилегающих частей Подолии, вып. 14, Вісник УРГРУ, 1929.

Чирвинський В. М., *Про долини, що прорізують вододіли Буга і Дніпра в* верхів'ях Гірського Тікича, Бюл. УКГК, № 1-2, 1929.

Чирвинский В. Н., 3-верстная геол. карта Украины, Звенигородка, планшет XXV, Фонды УГУ, 1932.

Чирвинський В. М., Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині, ч. 1 і 2, 1939.

Чирвинский П. Н., Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины, Вестн. Укр. отд. геол. ком., вып. 6, 1925.

Чирвинский П. Н., Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае, Изв. Дон. политехнич. ин-та, 1926.

Шалимов Г. М., Шершакова А. Ф., Третьяков М. И., Геолого-промышленный отчет по Собскому россыпному месторождению, Фонды Зап. укр. экспед., Союзредмет, 1950.

Шульга П. Л., Схема стратиграфії палеозою південно-західної окраїни Російської платформи (Волинь і Поділля), Геол. журн., т. XII, вып. 4, 1952.

Юрк Ю. Ю., *Гранитоиды юго-западной части Киевской области и связанные с* ними радиоактивные элементы, Отчет о работах экспед., 1947—1948 гг., 1949.

Юрк Ю. Ю., О метасоматическом замещении ильменита рутилом и гематитом, Мин. сб. Львов. геол. общ., № 4, 1950.

Юрк Ю. Ю., Гранитные комплексы Украинского кристаллического массива, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Ramdohr P., Ulvóspinel and its Significauce in Titaniferous Jron ores, Econ. Geology, №8, 48, 1953.

Torre Assuncao C. et Garrido J., Tables pour la dètermination des minéraux au moyen des rayons x., Bull. Mus. lab. min. geol. Scien. Jisb., № 20—21, 6 ser., 1953

Machatschki Felix, Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage Wien, 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

История развития рельефа и образования россыпей ильменита в бассейне р. Ирша

М. Ф. Веклич

Геоморфология и геологическое строение района 8
Стратиграфия и генетические типы россыпей ильменита 20
Основные этапы истории формирования рельефа и образования россыпей ильменита 31

Геология и минералогия россыпных месторождений ильменита междуречья Ирша—Тростяница в Житомирской области

М. Г. Дядченко

Коренные источники сноса 39
Характеристика россыпей ильменита в междуречье Ирша—Тростяница . 42
Описание минералов в шлихах из разновозрастных осадочных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница 52
Сравнительная характеристика минералогического состава шлихов из разновозрастных осадочных отложений и коры выветривания кристаллических пород междуречья Ирша—Тростяница 88
О направлении завершения разведочных работ в районе междуречья Ирша — Тростяница 97

Геоморфология бассейна р. Уж и генетические типы россыпей ильменита

А. П. Ромоданова

Общие сведения 101
Обзор истории геологических исследований 102
Геоморфология *района* 104
История развития рельефа, осадконакопления и образования россыпей ильменита 114
Выводы 120

Минералогическая характеристика и условия образования россыпей в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж

А. Я. Хатунцева, В. А. Дусяцкий

Шлиховое опробование 132
Описание минералов в шлихах из осадочных отложений различного возраста и генезиса 136
Сравнительная минералогическая характеристика разновозрастных осадочных *отложений* 157
Характеристика россыпей 173
Коренные источники сноса ильменита 185
Условия формирования россыпей в бассейне верхнего и среднего течения р. Уж и основные выводы по направлению поисково-разведочных работ. 191

К геологии и минералогии россыпей ильменита района Новомиргородского габбро-лабрадоритового массива

М. Ф. Веклич, Ю. В. Кононов

Общие сведения 196
Геологическое строение 199
Россыпи ильменита 210
Главные этапы геоморфогенезиса, литогенезиса и образования россыпей ильменита 226
Заключение 228

К характеристике гидрогеологических условий Иршинского россыпного месторождения

А. А. Фаловский и Н. С. Червинко

Состояние изученности вопроса 230
Подземные воды района 230
Краткие геолого-литологические особенности, физико-механический состав и фильтрационные свойства продуктивной толщи 240
Характер обводненности россыпи 242

Минералогический состав и ильменитоносность четвертичных отложений долины р. Тетерев, от истоков до г. Житомир и ее правых притоков рек Тетеревка и Гнилопять

М. Г. Дядченко

Общие сведения 246
О минералогическом составе шлихов из четвертичных отложений исследованного района 248
Содержание титановых минералов, главным образом, ильменита в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района 252
Выводы 259

Минералогический состав и ильменитоносность четвертичных отложений левых притоков р. Ю. Буг — рек Постолова, Соб и Синюха

М. Г. Дядченко

Общие сведения 261
Минералогический состав шлихов из четвертичных отложений района левых притоков р. Ю. Буг — рек Постолова, Соб и Синюха . . . 265
Содержание титановых минералов, главным образом ильменита, в шлихах из четвертичных отложений и верхней части коры выветривания кристаллических пород исследованного района 269
О направлении дальнейших поисково-разведочных работ в этом районе . 278

Рудопроявления титана в коре выветривания северной окраины Украинского кристаллического щита

А. Я. Хатунцева, С. И. Гурвич, В. Н. Чмыхал

Краткие сведения о коренных источниках 280
Характеристика россыпей ильменита 282

О распространении титансодержащих минералов в третичных отложениях северного Причерноморья 289

Н. М. Баранова

Оловоносные россыпи в пределах северной окраины Украинского кристаллического щита

А. Я. Хатунцева, А. П. Ромоданова, С. И. Гурвич

Общие сведения и история изучения 294
Орогидрография и геоморфология 295
Геологическое строение района 303
Россыпи касситерита 314
Краткая минералогическая характеристика россыпей 320
Выводы 333

К методике поисков погребенных россыпных месторождений

С. И. Гурвич и М. И. Толстой

Особенности геолого-геоморфологического строения района, обусловившие выбор методики геолого-поисковых и геофизических работ . . . 339
Методика геолого-поисковых и геофизических работ в условиях описываемого района 340
Литература 347

Зак. 018. Типография Изд-ва АН УССР, Киев, Репина, 2.

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
17	12 сверху	*Cyrina*	*Cyprina*
74	табл. 12	лейкоксена	лейкоксен
104	13 снизу	рис. 3.	рис. 2.
147	15 снизу	олигоклаз-андезитового	олигоклаз-андезинового
152	1 сверху	шлифах	шлихах
156	1 снизу	$OH_2\,[Si_{3,57}Ti_{0,005}Al_{0,43}]\cdot 1{,}06\,H_2O$	$(OH)_2\,[Si_{3,57}Ti_{0,005}Al_{0,43}\cdot O_{10}]\cdot 1{,}06\,H_2O$
158	14 снизу	гематит (и мартит)	гематит
202	21 снизу	43,3	45,9
232	7 снизу	4,27	4,97
241	20 снизу	0,100	0,027
336	10 снизу	ильменита	циркона
343	19 сверху	разных	равных

5466