

**БУЛЕТИНУЛ**  
**АКАДЕМИЕЙ ДЕ ШТИИНЦЕ**  
**А РСС МОЛДОВЕНЕШТЬ**

**ИЗВЕСТИЯ**  
**АКАДЕМИИ НАУК МОЛДАВСКОЙ ССР**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ШТИНЦА»

АКАДЕМИЯ НАУК МОЛДАВСКОЙ ССР

**БУЛЕТИНУЛ**  
**АКАДЕМИЕЙ ДЕ ШТИИНЦЕ**  
**А РСС МОЛДОВЕНЕШТЬ**

**ИЗВЕСТИЯ**  
**АКАДЕМИИ НАУК МОЛДАВСКОЙ ССР**

№ 4

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ШТИИНЦА»  
АКАДЕМИИ НАУК МОЛДАВСКОЙ ССР  
КИШИНЕВ \* 1962

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Академики Академии наук Молдавской ССР Я. С. Гросул (главный редактор), А. В. Аблов (зам. главного редактора), кандидаты геолого-минералогических наук К. И. Негадаев-Никонов, М. И. Жеру, А. В. Друмя, П. М. Мураев, С. Т. Визуздаев.

1739665

Центральная научная  
Библиотека  
Академии наук БССР

А. Я. ЭДЕЛЬШТЕЙН

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕНИИ СИЛУРА  
В ДНЕСТРОВСКО-ПРУТСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Южная граница распространения силурийских отложений в пределах междуречья Прут—Днестр до последнего времени проводилась по северному краю (см. карту) Преддобруджской впадины [3, 4, 10].

Считалось, что южнее этой линии силурийские породы либо не отлагались [3], либо отсутствуют в результате последующей денудации [4, 10].

В последние годы, в результате проведения на юге Молдавской ССР и в пределах Румынской Народной Республики большого объема геолого-разведочных работ на нефть и газ, получены материалы, свидетельствующие о несравненно более широком развитии силурийских пород на всей этой территории [7].

Палеонтологически доказанные отложения силурийской системы, в настоящее время установлены в пределах Молдавии значительно южнее г. Комрата — у с. Баймаклия (скв. Р-3, Р-5, Р-2 и др.), с. Светлое, вблизи г. Кагула (скваж. 44) и у с. Вулканешты (скв. 22, 57 и др.).

Большой интерес представляют сообщения румынских исследователей, в которых отмечается наличие силура на юге Добруджи (вблизи г. Констанцы) и у г. Яссы [11, 12]. Известно также, что в последние годы силурийские отложения вскрыты и к западу от г. Комрата и с. Баймаклии, в пределах городов Васлуй, Хушь и других пунктов Румынской Народной Республики.

Характерно при этом, что по мере удаления от внешнего края Русской платформы в сторону Добруджи и Предкарпатского прогиба из разреза силурийских образований вначале выпадают частично или полностью лландоверийские осадки (Каушаны, Унгены, Яссы), а затем венлокские (с. Вишневка) и получают преимущественное развитие лудловские и, возможно, отчасти еще самые верхи венлокского яруса (Кагул, Вулканешты, Констанца, Васлуй).

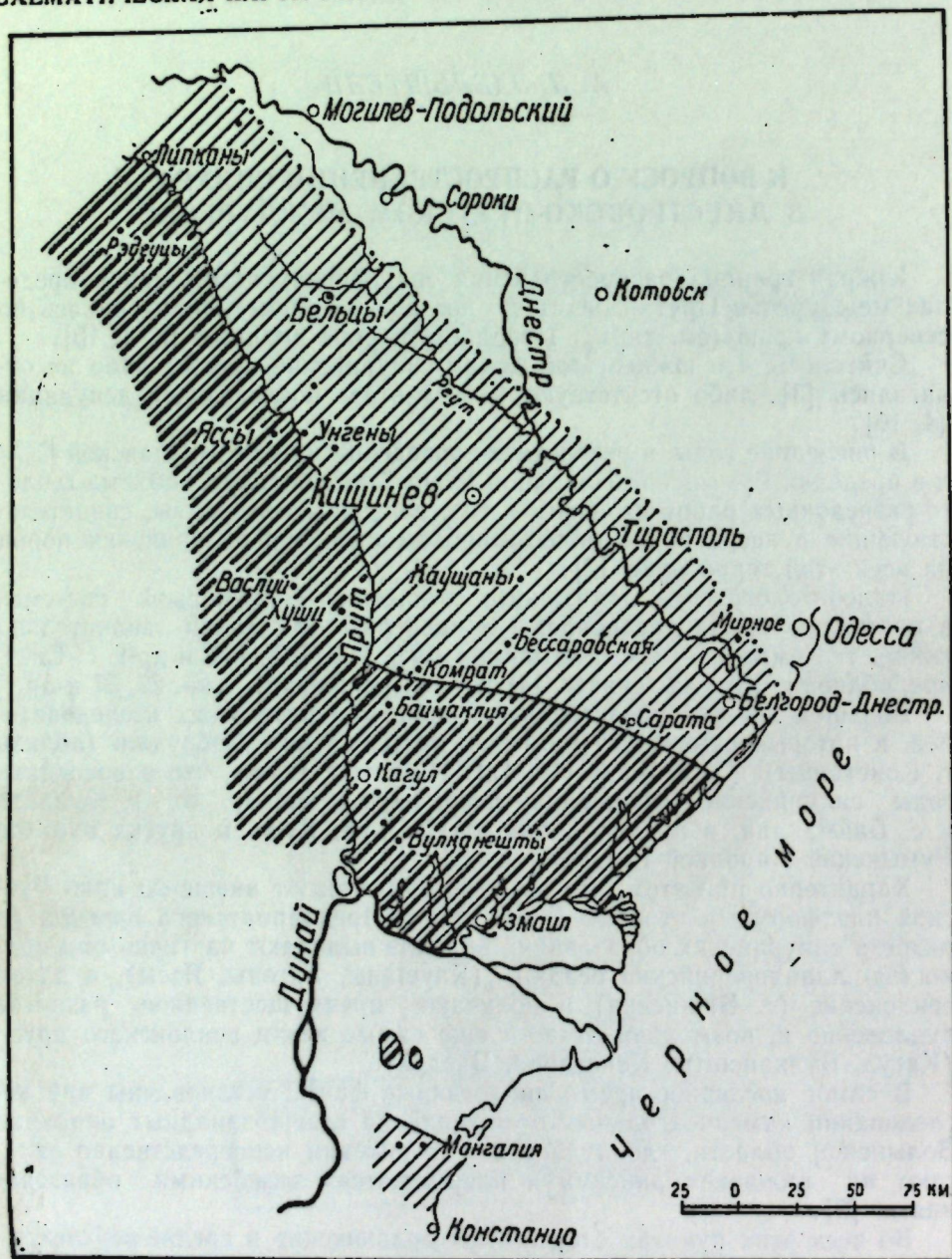
В самое последнее время аналогичные факты установлены при исследовании каменноугольных отложений на северо-западных окраинах Вольинской области, где лудловские отложения непосредственно залегают на нижнекембрийских и покрываются визейскими образованиями [9].

Во всех этих пунктах отсутствуют ордовикские и средне-верхнекембрийские образования. Лудловские отложения здесь залегают на размытой поверхности пород валдайской, или балтийской серии (ламнаритовые слои и «синие глины»), что свидетельствует о постепенном смещении морского бассейна силурийского периода в направлении Карпат и Добруджи.

В связи с тем, что в условиях Молдавии такой характер смещения зоны максимального осадконакопления диаметрально противоположен

характеру пространственного размещения зон осадконакопления в течение мезозоя, возникает необходимость в освещении отдельных этапов силурийской трансгрессии и уточнении времени ее начала. С этой целью представляется целесообразным привести имеющиеся фактические материалы.

#### СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РАСПРОСТРАНЕНИЯ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ



Условные обозначения: 1 — Область распространения силурийских отложений по прежним данным; 2 — Новые области распространения силурийских отложений (по материалам бурения последних лет); 3 — Северная граница современного распространения силурийских отложений под образованиями меловой системы

Как известно, в пределах Днестровско-Прутского междуречья (исключая территорию, расположенную к западу от границы Молдавской ССР с Черновицкой областью УССР), фаунистически доказанных ордовикских и верхнекембрийских отложений не обнаружено. Здесь, непосредственно на размытой поверхности нижнекембрийских пород, залегают силурийские (см. таблицу, стр. 6).

Первый этап силурийской трансгрессии совпадает с начавшимся во второй половине лlandoверского века опусканием этой территории. Впервые это было подмечено Т. Н. Алиховой [1] еще в 1952 г. в итоге изучения брахиопод, обнаруженных ею в керне Каушанской и Саратовской опорных скважин. По ее данным, в составе брахиопод здесь были определены: *Striclandia cf. lirata* Sow., *Eospirifer radiatus* Sow., *Atrypa reticularis* var. *orbicularis* Sow., *Stropheodonta cf. antiquata* Sow., *Lepetaena cf. depressa* Sow., *Parmorthis* sp., *Comarotoechia* sp. и другие, не встречающиеся в нижнем лlandoвери. Аналогичное можно отметить по материалам бурения Мирненской опорной скважины. Согласно данным этих исследований в керне лlandoверийских пород были найдены брахиоподы *Dolerorthis rustica* Sow., *Sowerbyella transversalis* Whal., *Pentamerus* sp. (ex gr. *oblongus* Sow.), *Atrypa reticularis* Sow., Вместе с брахиоподами здесь были обнаружены кораллы (*Microplasma* sp., *Halysites cantenularis* L.) остракоды (*Leperditia* aff. *hisingeri* Schm.) и трилобиты (*Encrinurus* sp.).

Указанный фаунистический комплекс соответствует верхнему лlandoвери Подолии и Волини. Отсутствие в отложениях Мирненской опорной скважины фаунистически охарактеризованного среднего лlandoвери (рестевские слои Подолии) позволяет допустить, что трансгрессия силурийского бассейна в область Днестровско-Прутского междуречья наступила с некоторым опозданием по сравнению с Подолией. К сожалению, недостаточная изученность лlandoверских отложений по скважинам Унгенского и Флорештского района (с. Цира) не позволяет распространить приведенный нами вывод в отношении начала трансгрессии силурийского бассейна на северо-западную окраину Молдавии. Большой интерес в связи с этим приобретает сообщение румынского исследователя Н. Макаровича [12], в котором отмечается отсутствие лlandoверийских отложений в составе силура ясской глубокой скважины.

Второй этап силурийской трансгрессии совпадает с началом венлокского века. В течение этого века контуры бассейна не являлись устойчивыми: в отдельное время бассейн сокращался до минимума, с накоплением в процессе седиментации гипсоангидритов, доломитов, глин и вулканического пепла. Однако основной закономерностью, по-видимому, являлось постепенное смещение зоны максимального осадконакопления в западном направлении. Об этом свидетельствуют условия распространения венлокских отложений в пределах Днестровско-Прутского междуречья. Прослеживаются они на этой территории в виде узкой полосы (50—70 км) субмеридионального направления.

Лудловские отложения (глина, алевролиты с подчиненными пропластками известняков) перекрывают венлокские отложения в районе Ясс, Унген, Дубоссар, Каушан и Сараты. Накопление этих пород связывается с третьим этапом силурийской трансгрессии. Вблизи г. Комрата, у Кагула (отчасти) и с. Вулканешты, а также на юге Добруджи они залегают уже на кембрийских образованиях.

Наиболее изучен разрез лудловских отложений у г. Комрата (Вишневецкая опорная скважина). Здесь А. Г. Завидонова [3] на основании палеонтологических исследований Б. С. Соколова, Г. Г. Астровой, Т. Н. Алиховой и А. И. Нецкой выделены чортковский, борщовский и скальский горизонты.

Т А Б Л И Ц А сопоставления разрезов силурийских отложений Подольи, Молдавии и Одесской области

Отдел	Ярус	Подолья (О. И. Никифорова, 1954; Г. Х. Дикенштейн, 1957)	Северо-западная часть МССР с. Барладены	Унгенский район, МССР	с. Каушаны (Е. Г. Бурова, 1954)	с. Сарата (Т. Т. Радюшкина, 1954)	с. Вишневка Комратского района (А. Г. Завидонова, 1956)	с. Баймакля	Вулканештский район (ска. № 22 и 57)
Верхний силур	Лудлов	Вверху песчаники, ниже аргиллиты, в основании мало-мощная папка известняков, доломитов и мергелей с прослоями аргиллитов. Мощность 155 м.	Отсутствует	Верхний и средний лудлов смуты (частично). На глубине 510,4 м вскрыты мергели, и известняки. Мощность 185,6 м.	Верхний и средний лудлов смуты. На глубине 973 м вскрыты известняки. Мощность 124 м.	Верхний и средний лудлов смуты. На глубине 973 м вскрыты известняки. Мощность 124 м.	С глубины 1123 м аргиллиты с редким чередованием известняков. Внизу мало-мощная толща известняков. Мощность 259 м.	Вверху красные песчаные алевролиты. Ниже, с глубины 1352 м аргиллиты. Мощность (вскрытая) 353,2 м.	С глубины 472 м аргиллиты с редкими пропластками известняков. Мощность (неполная) 83,2 м.
	Венлок	Известняки комковатые, плитчатые доломитизированные известняки и доломиты, в основании массивные плитчатые известняки. Мощность 106 м.	Смыт (?)	Доломиты, доломитизированные мергели, известняки, аргиллиты, гипсоангидриды, туфы. Мощность 202 м.	Доломиты, доломитизированные мергели и известняки, гипсоангидриды. Мощность 195 м.	Доломиты, доломитизированные мергели и известняки, гипсоангидриды. Мощность 195 м.	Отсутствует	Отсутствует	Местами сохранились от разрыва известняки и аргиллиты. Мощность не установлена
Нижний силур	Лланговерри	Комковатые известняки переслаивающиеся с осадочными аргиллитами. Мощность 75 м.	На глубине 106,2 м вскрыты известняки и аргиллиты. Мощность 28,2 м.	Известняки, снизу известняковистые песчанники. Мощность 94 м.	Известняки, снизу известняковистые песчанники. Мощность 30,75 м.	Известняки, снизу известняковистые песчанники. Мощность 30 м.	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
	Полтавская линия отложения	Ордовик (молодовские слои)	Кембрийские отложения (калюсская свита)	Кембрийские отложения (калюсская свита)	Кембрийские отложения (калюсская свита)	Кембрийские отложения	Кембрийские отложения	Кембрийские отложения (?)	(?)

Породы скальского горизонта (1450—1482 м) залегают на размытой поверхности нижнего кембрия и состоят из глины и аргиллитов (23 м), в подошве которых отмечаются глинистые известняки (1473—1482 м). В известняках Б. С. Соколовым установлены *Rugosa gen. indet.*, *Favosites sp.*, *Cladopora sp.*, *Heliolites sp.*, *Amphipora (?) sokolovi Riab.*, а также неопределимые обломки гастропод и остракод. Плохая сохранность этих форм позволяет только с определенной долей условности относить указанный разрез к аналогам скальского горизонта.

Над этими образованиями в интервале 1450—1700 м отмечается толща аргиллитов (снизу битуминозных), среди которых найдены только редкие обломки неопределимой фауны. А. Г. Завидонова относит разрез этих пород по общим соображениям к борщовскому горизонту.

На глубине с 1123 до 1300 м (выше залегает мезозой) скважиной были вскрыты палеонтологически охарактеризованные темно-серые аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с тонкими пропластками глинистых известняков такого же цвета.

В толще этих пород Г. Г. Астровой, по данным А. Г. Завидоновой [3], установлены шесть новых видов мшанок (без приведения их описания). Она полагает, что вскрытый скважиной разрез характерен для самых верхов силура Европы.

Т. Н. Алиховой в керне этих же пород были определены брахиоподы *Mutationella cf. podolica* (Kozl), *Spirifer (Howellella) angustiplicatus var. zalezcykiensis* (Kozl), *Chonetes sp.*, *Stropheodonta sp.*, *Tentaculites sp.*, *Pelecypoda*, устанавливающие соответствие вскрытого разреза чортковскому горизонту (без так называемых иваневских слоев). А. И. Нецкая приводит для этого интервала большой список фауны остракод в значительной мере также со знаком «cf.»: *Dizigopleura cf. multiplus* (Neckaja), *Zygobeirichia cf. podolica* (Neckaja), *Covellina (Covellinella) angulata* (Neckaja), *Cov. cyrulata* (Neckaja) и др.

В 40 км к югу от вишневской скважины, в районе с. Енники. в 1960 г. была пробурена Кагульской экспедицией скв. Р-5. В этой скважине на глубине 1334 м под отложениями верхней юры была вскрыта толща красноцветных аргиллитов, песчаников и буровато-красных глинистых известняков без фауны, под которыми с глубины 1407 до 1975,2 м были установлены темно-серые аргиллиты и алевролиты, сходные по литологическому составу и фаунистическим остаткам (*Mutationella sp.*, *Tentaculites sp.*) с породами чортковского горизонта отмеченной выше Вишневской опорной скважины. Что же касается пестроцветных и сероцветных пород, залегающих в интервале 1334—1407 м, над фаунистически охарактеризованными чортковскими отложениями, то их, может быть, следует считать в какой-то мере синхронными иваневскому горизонту, который в Подольи, как известно из работ В. С. Крандиевского [6], является самым верхним горизонтом силура. Интересно отметить, что в 30—40 км к юго-востоку от этой скважины, в скв. Р-1 с. Деневица (Светлое) В. М. Бобринским и П. К. Иванчуком [5] непосредственно под осадками средней юры отмечается толща пестроцветных песчаников<sup>1</sup>, среди которых содержатся переотложенные обломки буровато-красных известняков с визейской фауной. *Pseudoendothyra cf. spectata* (Dutk.), *Eostafella sp.*, *Endothyranopsis cf. crassus var. substricta* (Dutk.), *End. sp.*, *Earlandia ex. gr. vulgaris* (Reus et R.).

Имея в виду внешнее сходство обломков буровато-красных известняков, содержащихся в этих песчаниках, с буровато-красными известняками, развитыми в виде прослоев в верхней половине интервала

<sup>1</sup> Возраст этих песчаников, по мнению указанных авторов, — триас-лейасовый [5].

1334—1407 м, можно допустить, что верхняя часть разреза отмеченной выше по скв. Р-5 с. Еникой толщи красноцветных пород с некоторой долей вероятности может быть отнесена по возрасту к карбону. Условия залегания каменноугольных (?) пород поверх силурийских неясны. В 20 км южнее указанной скв. Р-5, в скв. Р-3 с. Баймакля фаунистически охарактеризованные силурийские отложения верхней половины лудловского яруса вскрыты в интервале от 1701 до 1800 м (забой). Над этими отложениями с глубины 1701 м до 1537,6 м отмечается толща красноцветов аналогичная по строению отмеченной по скв. Р-5 с. Еникой.

Судя по данным каротажа, вероятно, подобные терригенные породы вскрыты в 1953 г. над эффузивами и под средней юрой в скв. Р-8 Готешты<sup>2</sup> и в скв. Р-2 с. Глубокое (интервал 1370—1437 м). К северо-западу от с. Баймакля, в пределах Румынской Народной Республики силурийские отложения (лудлов) были установлены вблизи г. Хуши (интервал 674—810 м), Васлуй и в других пунктах, на абсолютных отметках от —464 до —695 м.

В 40 км к югу от с. Баймакля, вблизи г. Кагула, в скв. 44, силурийские отложения вскрыты в 1959 г. непосредственно под третичными отложениями, в области распространения так называемого подземного Добруджско-Тарханхутского вала (по М. В. Муратову). Здесь в толще плотных темно-серых известковистых алевролитов на глубине 882 м, были найдены *Eospirifer ex gr. schmidti* (Lindstr.), *Stropheodonta* sp., характеризующие, возможно, низы лудлова — верхи малиновецкого горизонта. Силурийские породы здесь рассечены жилами лампрофиров.

К югу от г. Кагула, в районе с. Вулканешты, дислоцированные силурийские отложения вскрыты в скв. 22, 57 и др.

По Д. Е. Панченко [8] в скв. 22 эти отложения представлены чортковским горизонтом (аргиллиты с пропластками известняков). По его данным, среди этих пород П. Л. Шульгой и О. И. Никифоровой найдено большое количество брахиопод, тентакулитов и криноидей. Вскрытая мощность их 83 м. Угол наклона пород по керну 50—75°.

В скв. 57, пробуренной в 1959 г. Кагульской экспедицией, в 10 км к СЗ от с. Вулканешты геологом Б. С. Слюсарем, в керне, поднятом с глубины 683 м, были установлены силурийские отложения. Литологически эти образования здесь представлены темно-серыми очень плотными аргиллитами (сланцы?), среди которых встречены редкие пропластки темно-серых известняков. В известняках содержатся *Mutationella* cf. *podolica* (Kozl), *Meristella* aff. *wisniewski* (Kozl), *Lissatrypa prunum* His (?), а также обилие мелких тентакулитов и неопределимые обломки пелеципод. Судя по тому, что тентакулиты в силуре данного района обычно не встречаются ниже борщовского горизонта, мы полагаем возможным отнести вскрытый разрез к аналогам борщовско-чортковского горизонтов (лудлов).

Совершенно другой характер имеют силурийские образования на юге Добруджи. Здесь, вблизи с. Мангалия (к северу от Констанцы), по сообщению Н. Григораша [11], на глубине около 400 м были вскрыты над кембрийскими «зелеными сланцами» черные сланцеватые аргиллиты с граптолитами, среди которых им установлены *Monograptus colonus* (Barr.), *M. dubius* Suess., *M. nillsoni* Barr., *M. bohemicus* Barr. и другие виды (верхний салон).

В районе г. Яссы (около 25 км к западу от г. Унген), по данным Н. Макаровича [12], силурийские отложения развиты более полно

и представлены образованиями венлокского и лудловского ярусов (в том числе, по его мнению, и чортковским горизонтом).

Ссылаясь на распространение в верхней части разреза силурийских отложений, вскрытых данной скважиной, остракод *Leperditia tyraica* Schm., Н. Макарович [12] допускает эквивалентность этого разреза «сланцам Онут» — низам даунтона, что вряд ли оправдано, так как в Подолни *Leperditia* cf. *tyraica* Schm., встречены В. С. Крандиевским [6] не только в породах чортковского горизонта, но и в нижележащих отложениях силура до малиновецкого горизонта включительно.

Вскрыты силурийские отложения в указанной яесской скважине на глубине 356 м, под осадками меловой системы. Для всей толщи силурийских пород им приводится большой список фауны: *Cyatophyllum* (*Heliophyllum*) sp., *Favosites forbesi* (Edw. et H.), *Tentaculites* cf. *ornatus* (Sow.), *Leperditia* cf. *tyraica* Schm., *Delthyris elevatus* (Dalm.), *Atrypa reticularis* (L.), *Camarotoechia nucula* (Sow.), *Stropheodonta* sp., *Schelwiebella praeumbraculum* (Kozl.), *Dalmanella* cf. *elangulata* (Dalm.), *Wilsonia* sp., *Orthotheses umbraculum* Schlot., *Chonetes* sp., *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Meristella* aff. *tumida* Dalm., *Rhynchonella* sp.

Приведенный комплекс фауны свидетельствует о возможности отнесения вскрытого разреза только к лудловскому и венлокскому ярусам силура.

Какие же можно сделать выводы на основании изложенного материала?

1. Юго-западная окраина Русской платформы в пределах Молдавской части междуречья Прут—Днестр в течение всего среднего и верхнего кембрия, а также, по-видимому, и всего ордовика, представляла собой сушу, усиленно подвергавшуюся денудации.

2. Трансгрессия силурийского бассейна в область Днестровско-Прутского междуречья вероятнее всего наступила не ранее второй половины лландоверийского века.

3. Основной закономерностью размещения осадков в силурийском периоде являлось постепенное смещение зоны осадконакопления в сторону Карпат и Добруджи. При этом лудловские отложения за пределами платформы ложатся непосредственно на размытую поверхность нижнего кембрия (валдайская серия), в то время как в области платформы лудловские отложения согласно залегают на породах венлокского яруса.

4. В верхней части разреза в районе с. Баймакля развиты пестроцветные терригенные отложения, возраст которых П. К. Иванчуком и В. М. Бобринским [5] рассматривался в целом как триас-лейасовый (?). Однако приведенные нами соображения позволяют допустить, что нижняя часть этих пестроцветов скорей соответствует еще так называемому иваненскому горизонту силура и отчасти нижнему карбону (визе) и только верхняя — условному триас-лейасу. В связи с ограниченным отбором керна из скважин детальное возрастное расчленение этих пород не представляется возможным.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую признательность Т. Н. Алиховой, взявшей на себя труд по просмотру статьи в рукописи и сделавшей по ней ряд ценных замечаний.

<sup>2</sup> Многие геологи считают эти отложения триасовыми.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ализова Т. Н. О возрасте молодовского горизонта и о границе между ордовиком и силуром в Приднестровье. «Информационный сборник» ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
2. Дикенштейн Г. Х. Палеозойские отложения ю-з Русской платформы. Гостоптехиздат, 1957.
3. Завидонова А. Г. Допалеозойские и палеозойские отложения Молдавской ССР. «Бюллетень МОИП», т. 31, № 5, 1956.
4. Иванчук П. К. Геологическое строение ю-з и южной оконечности Причерноморья. «Очерки геологии СССР», т. 31, № 5, 1957.
5. Иванчук П. К. и Бобринский В. М. О возрасте толщи песчаников подстилающей юрские отложения. «Известия Молдавского филиала АН СССР», № 5, 1960.
6. Крандиевский В. С. Про силурийські остракоди Поділля. Вид. АН УССР, сер. пал. і страт., вип. 27. Київ, 1958.
7. Макареску В. С. О тектоническом строении юго-запада Бессарабии. «Известия Молдавского филиала АН СССР», № 5, 1960.
8. Панченко Д. Е. Про силурийські відклади на п-з крилі Преддобруджського крейдового прогибу. «Доклади УРСС», № 3, 1955.
9. Памянюк Г. М., Завьялова Е. А. Новые данные о карбоне в с.-з. части Волынской области. «Труды Укр. НИГРИ», вып. 1, 1959.
10. Эдельштейн А. Я. Верхнесилурийские отложения Молдавии. «Доклады АН УССР», № 5, 1956.
11. Grigoraş W. Asupra Silurianului din Dobrogea. «Bul. Acad. RPR s II», vol. 1, 3, 4, 1956.
12. Macarovic N. Asupra Silurianului din fundamentul Podişului moldovenesk. «An. Şt. all univ. Iaşi», vol. 1, 1956.

А. Я. ЭДЕЛЬШТЕЙН

КУ ПРИВИРЕ ЛА РЭСПЫНДИРЯ СИЛУРИАНУЛУИ  
ЫНТРЕ НИСТРУ ШИ ПРУТ

## Резюме

Прин студиеря дателор ной, привитоаре ла рэспындирия депозителор силуриене ын режиуня динтре Нистру ши Прут, с'а констатат, кэ пе мэсурэ че не ындепэртэм де ла периферия платформей Русе кэтре Доброжа ши депресиуня Прекарпатикэ, дин секциуня депозителор силуриене ла ынчепут диспаре ландовернаниул, яр апой венлокул ши лудловнаниул; ын апропнеря Доброжей ши а Карпацилор рочиле лудловниене сынт ашезате директ деасупра депозителор камбриене инфериоре (аналоже серией валданче ши ынтр'о мэсурэ май микэ челей балтиче).

Жудекын дупэ комплексул фауной дин депозителе ландовернаниулуй але РСС Молдовенешть ши режиуний Одеса, трансгресия базинулуй силуриан с'а петрекут анч май тырзиу декыт ын Подолия (ну май девреме декыт ын жумэтатя а доуа а вякулуй ландовернани).

Ауторул ышь експримэ пэреяр, кэ ын лимителе депресиуний Предброджене, ын алкэтуинца лудловнаниулуй ынтрэ челе май тинере депозите силуриене инклюдив ши рочиле аша нумитулуй оризонт «иваневский»). Песте еле сынт ашезате депунерь де вырстэ пробабил карбонанэ (визе), каре с'ау пэстрат пе алокурь неатинсе де ерозие.

В. А. СОБЕЦКИЙ

МАТЕРИАЛЫ К ФАУНИСТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ  
ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ПРЕДДОБРУДЖСКОГО ПРОГИБА

Изучение юрских отложений Бессарабии начато в 1946 г., когда глубокой скважиной в районе ст. Бессарабская впервые были вскрыты породы этого возраста. Благодаря проведенным в 1946—1955 гг. геолого-разведочным работам был накоплен довольно обширный фактический материал, послуживший основой для создания общей схемы стратиграфии юрских образований Бессарабии и карт их распространения в пределах междуречья Днестр—Прут [П. М. Сухаревич, 4, 5]. Как в упомянутых статьях, так и в работах последующих авторов [А. В. Друмя, 2, А. В. Друмя, П. К. Иванчук и другие, 3] при определении стратиграфического положения отдельных слоев использовались данные о составе комплексов фораминифер, изучавшихся Л. Г. Данин и Н. О. Ивановой. Что касается макрофауны, то последняя систематически не изучалась и в большинстве случаев выпадала из поля зрения исследователей.

В 1960 г. в лаборатории палеонтологии и стратиграфии Института геологии и полезных ископаемых Молдавского филиала АН СССР было начато изучение моллюсков и других окаменелостей, распространенных в юрских отложениях Молдавии. В результате проведенных полевых работ автору удалось собрать довольно разнообразную по своему систематическому составу коллекцию и проследить некоторые закономерности смены фаунистических комплексов в пространстве и времени.

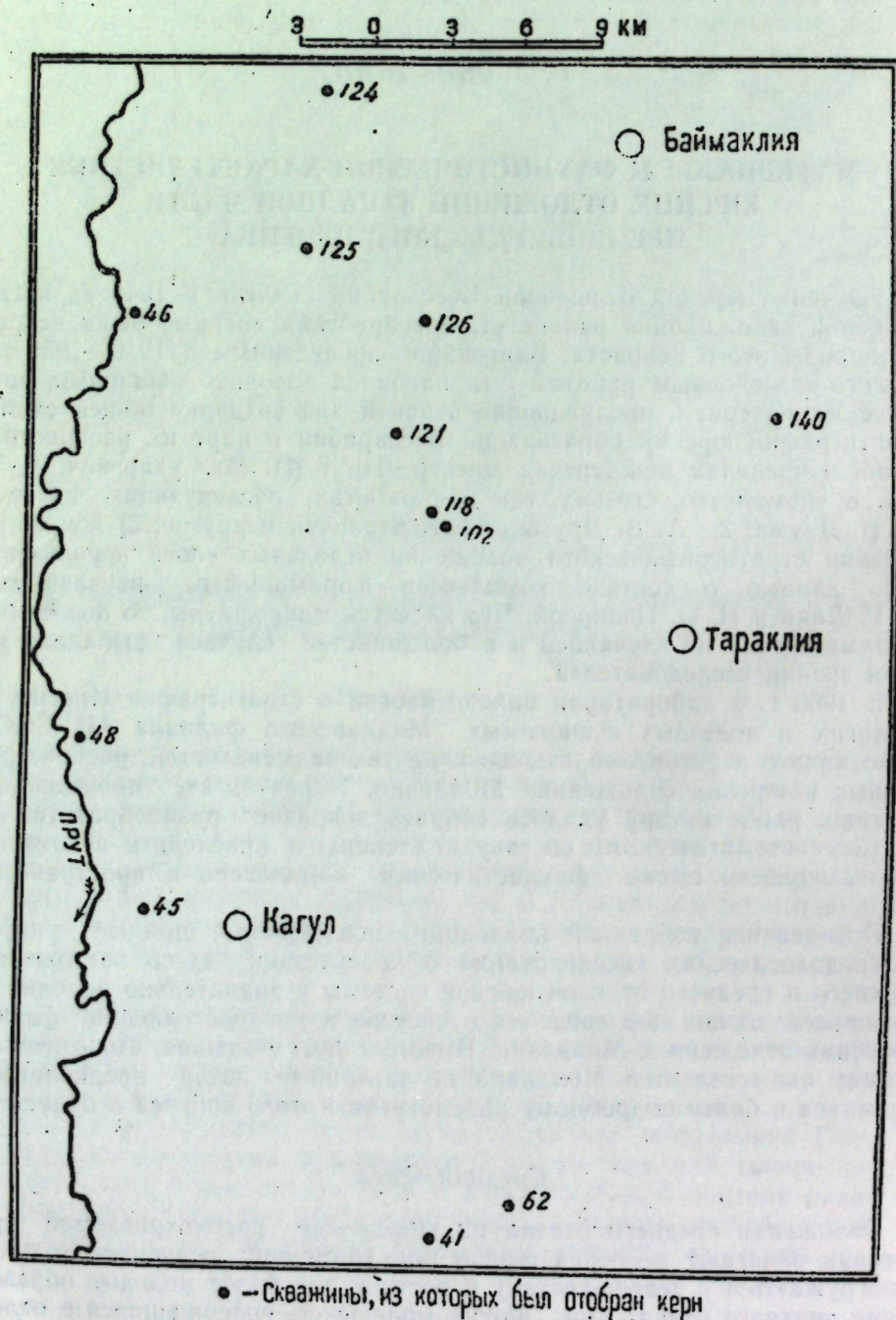
Определение собранной коллекции подтвердило данные микропалеонтологических исследований о присутствии здесь отложений верхнего и среднего отделов юрской системы и значительно пополнило имевшиеся до сих пор сведения о составе и распространении фауны в юрских отложениях Молдавии. Вместе с тем, учитывая, что изучение юрских окаменелостей Молдавии не завершено, автор предполагает вернуться к более подробному рассмотрению этого вопроса в будущем.

## Средний отдел

Отложения среднего отдела на юго-западе рассматриваемой территории залегают непосредственно под третичной осадочной толщей и погружаются к северо-востоку и востоку под более молодые образования верхнего отдела юры. Фауна моллюсков, содержащаяся в отложениях среднего отдела, указывает на присутствие здесь пород байосского и батского возрастов. Однако литологическая однородность толщи, невозможность выделения маркирующих горизонтов и почти

полное отсутствие аммонитов не позволяют на данном этапе изучения провести по макрофаунистическим признакам более или менее четкую границу между отложениями обоих ярусов.

### СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА ПОЛЕВЫХ РАБОТ



Сложены байос-батские отложения преимущественно терригенными породами — аргиллитами, алевритистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Местами наблюдаются небольшие прослои черных известняков, доломитов и сидеритов. Последний иногда встречается и в виде отдельных конкреций. Ниже приводятся сведения о собранных в этих породах окаменелостях.

В скв. 41 в интервале 603—630 м в темно-серых плотных трещиноватых аргиллитах наиболее распространены *Posidonia buchi* Roem. Помимо посидоний встречаются небольшие, главным образом разрозненные створки *Syncyclonema demissum* (Phill.). Значительно больше насыщены остатками залегающие под ними очень плотные, серые, слегка слюдястые, алевролиты. В этих породах из интервала 687—701 м определены: *Syncyclonema demissum* (Phill.), *S. ivanovi* (Pčel.), *Chlamys (Camptonectes) lens* (Sow.), *Pteroperna cf. plana* Morr., *Oxytoma* ex gr. *inaequivalvis* (Phill.), *Parallelodon cf. jakovlevi* Bor., *Pleuromya* ex gr. *alduini* Brongn., *Goniomya* aff. *literata* (Sow.), *Pholadomya* sp., *Lucina rotundata* Roem., *Astarte cf. opalina* Quenst., *Anisocardia* ex gr. *tenera* Sow.

В скв. 45, вскрывшей 508-метровую толщу юрских пород в интервале 591—603 м наблюдается переслаивание черных плотных аргиллитов с темно-серыми алевролитами, в которых встречаются *Posidonia* sp. и обугленные растительные остатки. Ниже толщи и переслаивания следует 400-метровая пачка черных плотных дислоцированных аргиллитов, содержащих *Posidonia buchi* Roem. и *P. dahestanica* Uhlig, кроме которых встречены единичные *Myophorella* sp., *Parallelodon* sp., *Nucula* aff. *nina* Bor., *Leda* ex gr. *medusa* Bor., *Partschiceras* ex gr. *viator* (Orb.). Подстилаются аргиллиты слоем сильно перекристаллизованного известняка-ракушечника, сложенного неопределимыми ближе раковинами устриц.

В скв. 48, где среднеюрские отложения сложены бесструктурными глинами и аргиллитами, переходящими книзу в алевролиты и песчаники, фауна моллюсков бедна. Наиболее часто встречаются здесь тонкостенные раковины *Syncyclonema demissum* (Phill.), кроме которых в интервале 697—783 м обнаружены единичные, плохо сохранившиеся экземпляры *Cyprina* ex gr. *trapeziformis* (Sow.), *Corbula* ex gr. *agatha* Orb., *Mytiloides* sp.

Наибольшее количество окаменелостей было собрано в керне скв. 62. В верхней части разреза, в интервале 502—516 м, здесь залегают серые, слегка уплотненные глины, под которыми располагаются темно-серые алевритистые аргиллиты. Как в глинах, так и в алевритистых аргиллитах наиболее широкое распространение имеет *Posidonia buchi* Roem., кроме которой встречается *P. aff. dahestanica* Uhlig. Основная масса остатков организмов приурочена к темно-серым алевритистым аргиллитам на глубине 635—684 м. Отсюда определены: *Syncyclonema demissum* (Phill.), *Chlamys (Camptonectes) lens* (Sow.), *Meleagrinnella* aff. *doneziana* (Bor.), *Modiolus* ex gr. *tulipae* Lam., *M. gibbosus* Sow., *Oxytoma* ex gr. *münsteri* Morr., *Leda* sp., *L. aff. lacryma* (Sow.), *Nucula* cf. *subovalis* Goldf., *N. cf. waltoni* Morr., *N. cf. maga* Bor., *N. palmaeformis* Pčel., *Palaeoneilo* ex gr. *amigdala* Bor., *Arca* ex gr. *pectinata* Phill., *Parallelodon* sp., *Anisocardia minima* (Sow.), *A. sp.*, *Cypricardia caudata* Lyc., *Astarte* cf. *balchanensis* Pčel., *A. cf. minima* Phill., *Pholadomya* sp., *Trigonia* sp., *Myophorella* sp., *Lythoceras* sp.

Систематический состав фауны из керна приведенных выше скважин с достаточной степенью достоверности подтверждает байос-бат-



ский возраст рассмотренных отложений. Как в Молдавии, так и в Румынии, в Крыму и на Кавказе в отложениях этого возраста наибольшее распространение приобрела *Posidonia buchi* Roem., вымершая в раннем келловее. В отложениях нижнего келловоя эта форма встречается очень редко и уже не имеет руководящего значения.

Кроме посидоний, общими видами с синхронными отложениями Украинны являются: *Syncyclonema ivanovi* (Pcel.), *Anisocardia tenera* (Sow.), *A. minima* (Sow.), *Modiolus gibbosus* Sow., *Leda* aff. *lacryma* Sow., *Nucula subovalis* Goldf., *Meleagrinnella doneziana* (Bor.). Важное значение имеет присутствие *Partschiceras* ex gr. *viator* (Orb.), датирующего байос-бат Западной Европы и Кавказа.

### Верхний отдел

В пределах Кагульско-Баймаклийской площади с достаточной степенью достоверности выделяются отложения келловейского и оксфордского ярусов: первые — по фауне аммонитов и двустворок, вторые — по фораминиферам, определявшимся Н. О. Ивановой. Верхняя часть отдела сложена немой пачкой гипсоангидритов, перекрываемых немymi пестроцветами. Условно, по аналогии с отложениями Северного Кавказа, эти лагунно-континентальные образования относятся к кимеридж-титонским отложениям [2].

**Келловейский ярус.** В изученных интервалах скв. 46, 102, 118, 121, 125 и 126 к отложениям келловейского возраста относятся песчаники, алевролиты и глинистые разности известняков, содержащие довольно обильную фауну головоногих, двустворок и брахиопод. Наиболее важными руководящими окаменелостями, указывающими на келловейский возраст пород, являются *Cosmoceras* (*Keplerites*) aff. *enodatus* Nik., *C. calloviensis* (Sow.), *Reinekeia plana* Lee., *Perisphinctes altiplicatus* Waag. и двустворки *Syncyclonema cingulatum* (Goldf.), *Oxytoma expansa* (Phill.), *Meleagrinnella subechinata* (Lag.), распространенные в келловее Русской платформы, Кавказской геосинклинальной области и Западной Европы.

Весьма разнообразная по своему систематическому составу и обильная по количеству особей фауна головоногих была обнаружена в керне скв. 125. Отсюда из зеленовато-серых песчаных алевролитов, залегающих на глубине 632—665 м определены: *Callyphyloceras* ex gr. *disputabili* Zitt., *Cosmoceras* cf. *calloviensis* (Sow.), *Grossowria* cf. *subtilis* Neum., *Reinekeia plana* Lee., *Perisphinctes* cf. *pseudopatina* Par. et Bon., *P.* cf. *altiplicatus* Waag., *P.* cf. *funialis* Opp. *P. recuperoi* Gem. Белемниты представлены двумя видами: *Hibolites latesulcatus* Woltz и *H. semihastatus* Blv. двустворки — одним видом *Astarte* aff. *pulla* Roem., обильны брахиоподы: *Zeilleria* sp., *Z.* aff. *malkaensis* Mois., *Z. subrainvilli* Mois., *Z. montbisonensis* Roll., *Rhynchonella spathica* Dav., *R. spathica* Dav. var. *prometei* Mois., остатки других, ближе не определенных брахиопод и моллюсков.

Кроме скв. 125 остатки головоногих были встречены в керне скв. 121, прошедшей мощную толщу светло-серых аргиллитов и алевролитов. Здесь на глубине 821—875 м были обнаружены: *Phylloceras olicatum* Neum., *Cosmoceras* (*Keplerites*) *enodatus* Nik. Из этого же интервала определены единичные *Posidonia buchi* Roem.

В таких же породах в керне скв. 126 содержатся *Perisphinctes* cf. *altiplicatus* Waag., *Lucina* aff. *bellona* Orb. *Solarium* sp.

Значительно отличается по своему систематическому составу комплекс окаменелостей, содержащихся в керне скв. 102, характери-

зующийся присутствием как видов, распространенных в байос-батских отложениях Западной Европы, так и видов, распространение которых ограничено келловеем. Отсюда из серых алевролитов в интервалах 630—660 м определены: *Syncyclonema demissum* (Phill.), *S. cingulatum* (Goldf.), *Chlamys* (*Camptonectes*) *lens* (Sow.), *Meleagrinnella subechinata* (Lag.), *M.* cf. *echinata* (Sow.), *M.* aff. *ovalis* (Phill.), *Pteroperna* sp., *Oxytoma* sp., *O.* ex gr. *inaequivalvis* (Phill.), *Aelectryonia* sp., *Ostrea acuminata* Goldf. *Placunopsis* sp., *Pholadomya* sp., *Astarte* ex gr. *pulla* Roem., *Unicariaium depressum* (Phill.), *U. parvulum* Mor. et Lyc., *Opis lucinoides* Lyc., *Tancredia axiniformis* Phill., *Zeilleria* sp. и остатки не определенных ближе различных моллюсков.

Особенно обильные скопления окаменелостей наблюдаются в интервалах 658—717 м скв. 46, где раздробленные и целые раковины анизомриарий составляют прослой известняка-ракушечника, чередующиеся с песчаными алевролитами, и песчаниками. В отдельных интервалах раковины мелеагринелл образуют сплошную ракушечную мостовую, сложенную ориентированными выпуклостью вверх левыми створками. Из этих интервалов определены: *Syncyclonema demissum* (Phill.), *S. cingulatum* (Goldf.), *Chlamys* (*Camptonectes*) *lens* (Sow.), *Oxytoma* sp., *O. expansa* (Phill.), *O. censoriensis* Gotteau, *Meleagrinnella ovalis* (Phill.), *M.* aff. *laevis* (Blacke and Huddleston), *Lima* (*Plagiostoma*) *subrigidula* Schlippe, *Placunopsis socialis* Lycett, *Ostrea acuminata* Goldf.

В скв. 118 верхняя часть юрского разреза сложена светлыми грубо-детритусовыми, слегка ожелезненными известняками, содержащими большое количество раздробленных остатков *Rhynchonellidae*. Ниже, в интервале 631—660 м, эти породы переходят в сильно алевролитистый песчаник со значительным содержанием раковинного детрита и в глауконитовые темно-зеленые слабо сцементированные пески. Из песчаных пород определены *Zeilleria* aff. *subsensoriensis* Szaj., встречающаяся у подошвы известняков, и *Meleagrinnella* cf. *ovalis* (Phill.). *Chlamys* (*Camptonectes*) *lens* (Sow.), *Syncyclonema demissum* (Phill.), *Ostrea accuminata* Goldf., *Anisocardia* cf. *nitida* (Phill.), собранные из подстилающих известняки песчаных пород. В керне скв. 102, 118 и 46 головоногие моллюски, являющиеся наиболее важными руководящими окаменелостями, не обнаружены. Поэтому определение возраста и отнесение пород, пройденных этими скважинами, к келловее обосновывается присутствием *Ostrea accuminata* Goldf., *Oxytoma expansa* (Phill.), *Meleagrinnella subechinata* (Lag.), *M. ovalis* (Phill.), *Zeilleria subsensoriensis* Szaj., *Rhynchonella spathica* Dav. и ряда других форм, приуроченных к келловейским отложениям Кавказа, Крыма, Русской платформы и Западной Европы.

**Оксфордский ярус.** Отложения оксфордского яруса на юго-западе Молдавии представлены органогенными известняками светло-серого, розоватого либо кремового цвета сильно перекристаллизованными, в составе которых большую роль играют остатки рифостроящих организмов. Часто наблюдаются участки известняковой брекчии, сцементированной карбонатно-глинистым материалом. Основанием для отнесения рассматриваемых пород к оксфорду служит присутствие в них *Discorbis speciosus* Dain, *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Spirophthalmidium milioliniforme* Paalzow, определенных Л. Г. Дайн и Н. О. Ивановой\*. Из других групп наиболее распространенными являются колоннальные кораллы из рода *Thamnastraea* и *Cyathophora*, одиночные и кустистые *Calamophyllia* и *Stylina*, гидрондные —

\* Цит. по П. М. Сухаревичу [4].

*Haetetiopsis*<sup>1</sup>, встреченные в довольно большом количестве в керне скв. 124 и 140. Остатки остальных групп сравнительно редки. Чаше других попадаются ринхонеллиды и теребратулиды, реже — наружные отпечатки гастропод, токсодонтных и гетеродонтных двустворчатых моллюсков. Из неравномускульных обнаружены единичные *Lima* sp., *Chlamys* sp., *Synsyclonema* sp. Довольно часты членики криноидей *Pentacrinus* sp. Изредка попадаются единичные ростры белемнитов.

Следует отметить, что ввиду плохой сохранности двустворок, гастропод, цефалопод и брахиопод в дальнейшем при изучении фауны этого яруса особое внимание необходимо уделить кишечнополостным, как наиболее полно представленным в отложениях оксфорда Преддобруджского прогиба.

В отложениях более высоких ярусов юры рассматриваемой территории фауна автором не обнаружена, в связи с чем эти отложения здесь не рассматриваются.

В заключение следует отметить намечающуюся фаціальную приуроченность фаунистических комплексов. Как видно из изложенного, наибольшее количество окаменелостей и наиболее разнообразный систематический состав ориктоценозов наблюдаются в алевролитах, песчанистых алевролитах, детритусовых и рифогенных известняках, что связано с благоприятными условиями среды в зонах накопления упомянутых осадков.

Весьма редко встречаются фаунистические остатки в байос-батских тонкозернистых аргиллитах южной части исследуемого района. Это объясняется недостаточным содержанием растворенного в воде кислорода, топкими грунтами и, по-видимому, большими глубинами. Сказанное подтверждается литологическими исследованиями В. М. Бобринского [1], указавшего на присутствие в этих отложениях шамозитаминерала, образующегося на средних глубинах в условиях восстановительной среды.

<sup>1</sup> Считаю своим долгом выразить искреннюю признательность сотруднице кафедры палеонтологии МГУ Е. И. Кузьмичевой, ознакомившей меня с методикой изучения мезозойских кораллов и оказавшей большую помощь при их определении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бобринский В. М. О шамозитово-гидрослюдистых аргиллитах верхнего байоса Кагульского района МССР. Тезисы докладов второй конференции молодых ученых Молдавии, Кишинев, 1960.
2. Друля А. В. Геологическая структура центральной и южной Бессарабии. Изд-во АН УССР, 1958.
3. Друля А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Незадаев-Никонов К. И. Тектоника Молдавской ССР. М., Академиздат, 1961.
4. Сухаревич П. М. Юрские отложения Бессарабии. «Ученые записки Кишиневского госуниверситета», т. 19, (геологический), 1955.
5. Сухаревич П. М. Юрские отложения междуречья Прут—Днестр в кн.: Геология СССР, т. V, 1958.

В. А. СОБЕЦКИЙ

## КОНТРИБУЦИИ ЛА КАРАКТЕРИСТИКА ФАУНИСТИКЭ А ДЕПОЗИТЕЛОР ЮРАСИЧЕ ДИН ВЕСТУЛ ДЕПРЕСИУНИИ СУБДОБРОЖИЕНЕ

### Резумат

Ын вестул депресней Субдобржжене, пе база анализей фаунистиче с'а констатат презенца а доуэ секций але системулуй юрасик: секция медие ши чя суперноарэ.

Депозителе секцией медий сынт репрезентате прин аржилите ши алевролите, унеорь пущин карбонате ши апарцин байосулуй ши батонианулуй. Композиция оможенэ литоложикэ ши липса амонцилор ну пермит де а стабилитэ о лимитэ пречисэ ынтре байосул ши батонианул; ачесте доуэ етаже сынт консидерате ка о сингурэ суитэ. Дин фосиле анч се ынтылниск: *Meleagrinnella doneziana* (Bor.), *Posidonia buchi* Roem., *Partschiceras* ex gr. *viator* (Orb.).

Секция суперноарэ есте репрезентатэ прин алевролите, аржилите ши калкаре калловнене ку *Phylloceras plicatum* Neum., *Hibolites semihastatus* (Blv), *Rhynchonella spathica* Dav., *Zeilleria* sp. ш. а. Ын композиция депозителор оксфорднене предоминэ калкаре рифожене, каре концин фораминифере, коралий *Stylina* sp., *Thamnastraea* sp., *Cladophyllia* sp., *Cyathophora* sp., *Calamophyllia* sp., рэмэшице де *Bivalvia*, *Gastropoda* ш. а.

Ын депозителе юрасиче май тинерэ декыт оксфорднанул, пынэ ын презент, рэмэшице де фаунэ н'ау фост констатате.

7 39565  
Центральная научная  
БИБЛИОТЕКА  
Академии наук Киргизской ССР

В. С. САЯНОВ, В. Х. РОШКА, Ф. С. ПЕРЕС

### ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ МИОЦЕНОВЫХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОЛДАВСКОЙ ССР ПО ПРОСЛОЯМ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

В северных районах Молдавской ССР миоценовые отложения представлены тортонскими и сарматскими образованиями. Фаунистически охарактеризованные морские тортонские отложения в Припрутье обнажаются широкой полосой, а в Приднестровье их естественные выходы известны только у с. Бурсука и в окрестностях с. Наславчи. Сарматские отложения обнажены повсеместно и представлены породами нижне- и среднесарматского подъярусов; отложения верхнесарматского времени достоверно не известны.

Тортонские и нижнесарматские отложения, развитые в этой части республики, отличаются большим разнообразием литологического состава, пестротой фаций и значительным колебанием мощностей. Поэтому, несмотря на хорошую обнаженность, увязка даже близко расположенных разрезов часто затруднительна. С особыми трудностями сопряжена детальная корреляция приднестровских и припрутских разрезов, значительно удаленных друг от друга и сложенных образованиями различных фаций. Эти трудности усугубляются наличием в Припрутье рифовых образований, сопоставление которых с нормально стратифицированными породами вообще очень сложно. Вместе с тем отсутствие корреляции приднестровских и припрутских разрезов лишает нас возможности восстановить подробную историю геологического развития этого участка в миоценовое время и составить для него детальные палеогеографические карты. Фациальные отличия этих разрезов и связанные с ними различия фаунистических остатков ограничивают возможности палеонтологического метода для детального сопоставления и побуждают прибегать к дополнительным коррелятивам. Такими коррелятивами могут служить прослойки вулканического пепла и продукты его разложения (бентониты). Как известно, вулканический пепел разносится воздушными течениями на большие расстояния и осаждается одновременно на различных участках дна морского бассейна, что и обуславливает его ценность при корреляции.

В разрезах миоцена как Приднестровья, так и Припрутья давно известны прослойки вулканических пеплов [3], однако малочисленность находок, отсутствие точной стратиграфической привязки и слабая изученность минералогического состава и вторичных изменений этих пеплов не позволяли использовать их для корреляции.

При детальном исследовании миоценовых отложений северных районов Молдавской ССР в обнажениях у с. Буздужан Единецкого района и у с. Бурсука Флорештского района (рис. 1) авторами обнару-

жена серия прослоев пирокластических пород, сходство которых в последовательности залегания и в минералогическом составе позволяет считать их синхронными. Тем самым появилась возможность точного сопоставления этих двух разрезов.

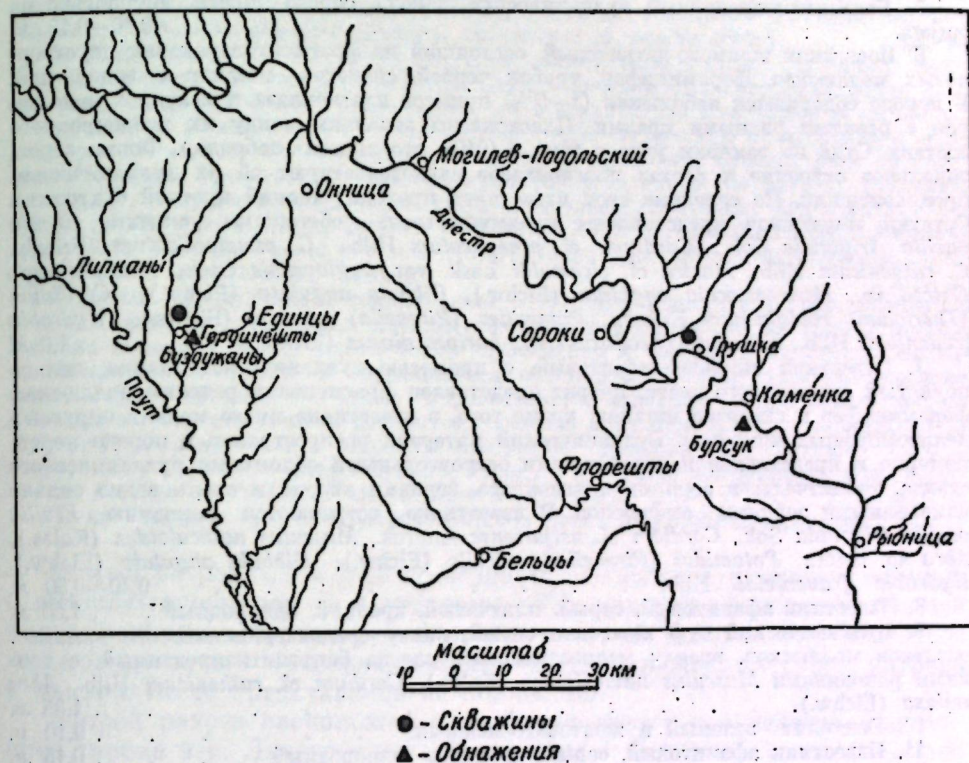


Рис. 1. Карта расположения описанных разрезов

У с. Буздужан наблюдается серия выходов тортонских и нижнесарматских биогермов, в понижениях между которыми залегают слоистые отложения тортонского и нижнесарматского возрастов. У упомянутого села в левом борту долины речки Раковец в 5—6 м над ее уровнем можно наблюдать следующий разрез (снизу вверх):

1. Толща нормальнослоистых детритовых известняков белого и светло-серого цвета неодинаковых по крепости, благодаря чему при выветривании образуются карнизы и ниши. В целом известняки грубозернистые, по размерам зерен неоднородные; местами в них встречаются прослойки (0,1—0,3 м) устричников. Детрит представлен преимущественно фрагментами известковых водорослей (*Melobesia* sp., *Litothamnium* sp. и др.) (30—40%); обломки скелетов других организмов находятся в меньшем количестве и принадлежат мшанкам, двусторкам, фораминиферам, ежам и кораллам (?). Помимо этого во всей толще распространены спикулы губок. Все скелетные фрагменты перекристаллизованы. Цемент микрокристаллический кальциевый типа выполнения пор или контактовый. Редко попадаются раковины принадлежат видам *Chlamys elegans* Andr. и *Ostrea digitalina* Dub. . . . . 9,0 м.
2. Известняк шламано-мелкодетритовый, серый, однородный, крепкий, значительно перекристаллизованный. Состав породообразующих компонентов определить трудно; наиболее крупные (до 0,20 мм) зерна представляют собой хорошо окатанные обломки водорослей. Определенных остатков моллюсков, по которым можно было бы определить возраст этих известняков, не обнаружено. . . . . 0,40 м.
3. Бентонит неоднородно окрашенный, от зеленовато-белого до зеленовато-желтого цвета, жирный на ощупь, местами шершавый от присутствия нерастворившегося вулканического стекла, сильно набухающий в воде. . . . . 0,20—0,40 м.

4. Толща мелкозернистых детритовых серых известняков, неоднородных по крепости и составу. В нижней части толщи породообразующими являются обломки скелетов мшанок и трубок червей, а в верхней — обломки скелетов мшанок, трубок червей и раковины фораминифер. Определенные остатки моллюсков принадлежат *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Cardium cf. ustjurtense* Andrus., *Modiolus cf. incrassatus* Orb. и *Mohrensternia inflata* (Andrz.). 4,40 м.

5. Бентонитизированный вулканический пепел, серого цвета, шершавый на ощупь. 0,10—0,15 м.

6. Известняк шламово-детритовый, состоящий из фрагментов раковин двусторончатых моллюсков, фораминифер, трубок червей, скелетов мшанок и водорослей. В породе содержится небольшая (1—5%) примесь плагиоклаза и кварца в виде зерен с резкими рваными краями. Плагиоклазы зональные ввиду их неоднородного состава. Судя по размерам угла в зоне L (010), это андезин-лабрадор. Форма зерен, зональное строение и состав плагиоклазов свидетельствуют об их вулканическом происхождении. По середине слоя известняка проходит тонкий прослой бентонита. Остатки моллюсков представлены преимущественно обломками раковин *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Cardium cf. praeplicatum* Hilb., *C. pseudoplicatum* Friedb., *C. ruthenicum* Hilb., *Maetra cf. eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask., *Musculus* sp., *Ostrea* sp., *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *Gibbula angulata* (Eichw.), *Cerithium (Thericium) rubiginosum* Eichw., *Potamides (Pirenella) mitralis* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Neritina (Theodoxus) sp.*, *Loripes niveus* (Eichw.). 1,0 м.

7. Известняк шламово-детритовый, с примесью вулканического пепла, сильно пористый, коричневого цвета. Детрит представлен фрагментами раковин моллюсков, фораминифер и скелетов мшанок; кроме того, в известняке много мелких округлых пелитоморфных комочков. Вулканический материал распространен в породе неравномерно и представлен неправильными остроугольными обломками вулканического стекла, таблитчатыми зернами плагиоклаза, зернами кварца и очень редко сильно измененными зернами амфиболов. В известняке встречаются раковины *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Cardium cf. ustjurtense* Andrus., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Abra* sp. indet., *Potamides (Pirenella) mitralis* (Eichw.), *Gibbula angulata* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb. 0,40—0,50 м.

8. Известняк афанитовый, серый, плитчатый, крепкий, однородный. 1,50 м.

9. Вулканический туф желтовато-серый, внизу среднезернистый, без видимых остатков моллюсков, вверху мелкозернистый, слегка бентонитизированный, с тонкими раковинами *Musculus naviculoides* (Koles.), *Cardium cf. ruthenicum* Hilb., *Abra reflexa* (Eichw.). 1,35 м.

10. Бентонит зеленый и желтовато-зеленый. 0,10 м.

11. Известняк афанитовый, серый, крепкий, однородный. 0,15 м.

12. Известняк мелкокристаллический, переполненный вулканогенным материалом. 0,02 м.

13. Глинисто-карбонатный диатомит, тонкослоистый, белый в сухом состоянии, с отпечатками неопределимых до вида кардинал. 1,0 м.

14. Мергель светло-серый, местами зеленовато-желтый, тонкослоистый, с редкими отпечатками раковин *Cardium lithopodolicum* Dub., *Abra reflexa* (Eichw.). 1,50 м.

15. Бентонит зеленого цвета, жирный на ощупь. 0,05 м.

16. Толща карбонатных глин, зеленовато-серых, серых и светло-серых, тонкослоистых, перемятых и сильно выветрелых, постепенно переходящих в почвенно-растительный слой. 3,0 м.

Слой I по содержащимся в нем остаткам стеногалинных моллюсков следует считать по возрасту тортонским. Аналогичные по литологическому составу известняки с остатками тех же моллюсков обнажаются севернее с. Буздужан в окрестностях сел Старая Кетрошика, Гордишесты, Фетешты и др., где они подстилают, а местами прилегают к тортонским биогермам.

Слой 2—16 по содержащимся в них остаткам моллюсков относятся к нижнему сармату.

Продолжение приведенного выше разреза в естественных обнажениях как у с. Буздужан, так и в его окрестностях проследить не удалось. Однако недостающая часть разреза достаточно полно была вскрыта скв. 28, пробуренной Северо-молдавской ГРП (геолог партии А. А. Бакаляр) в 7 км севернее с. Буздужан вблизи с. Гордишест Единоцкого района. Здесь над биогермно-детритусовым грубозернистым известняком с ядрами и отпечатками *Bitium cf. reticulatum* (Eichw.), *Gibbula* sp., *Fissurella* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp. следует:

1. Известняковый конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек нижележащего известняка. 0,40 м.

2. Сильно карбонатные глины, зеленовато-серые, комковатой текстуры, с обилием раковин моллюсков, фораминифер и трубок червей. Из моллюсков определены *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Cardium sarmaticum* Koles., *C. subfittoni* Koles., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Paphia vitaliana* (Orb.), *Ostrea* sp., *Potamides (Pirenella) mitralis* (Eichw.), *Gibbula cf. angulata* (Eichw.), *Calliostoma cf. papilla* (Orb.). 6,30 м.

3. Толща диатомово-глинистых мергелей, светло-серых в сухом состоянии, легко раскалывающихся на тонкие пластинки вдоль плоскости напластования, более карбонатных в нижней части и более глинистых в верхней. По всей толще встречаются частые тонкие прослои серого вулканического туфа мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров (выше 20 прослоев), остатки рыб, обуглившаяся обломки древесины и неравномерно распределенные по разрезу раковины моллюсков. В просмотренном керне были определены следующие виды моллюсков: *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Cardium sarmaticum* Koles., *C. subfittoni* Koles., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Paphia vitaliana* (Orb.), *Maetra (Sarmatimaetra) eichwaldi* Lask., *Cryptomaetra pseudotellina* Andrus. 21,0 м.

4. Толща чередующихся тонких слоев глин, алевро-пелитовых глин, алевроитов и тонкозернистых кварцевых, нередко со значительной примесью слюды песков. Нижняя половина толщи серая, более карбонатная и содержит включения мелкокристаллического пирита и обуглившаяся обломки древесины; верхняя половина желтая, более песчаная, менее карбонатная, с палетами гидроксидов железа и мелкими многочисленными дендритами окислов марганца. Изредка попадающиеся в нижней половине толщи раковины моллюсков принадлежат главным образом *Cryptomaetra pesanseris* (Mayer-Eumar), наряду с которыми значительно реже встречается *Cardium michailovi* Toula, *C. barboti* R. Hoern. 57,0 м.

Выше следуют суглинки, переходящие в почвенно-растительный слой.

В этом разрезе слои 1—3 по возрасту относятся к нижнему сармату, а выше лежащие слои — к среднему. Так как под описанной толщей пород находится тортонский биогерм, который возвышался над дном нижнесарматского бассейна, нижняя часть нижнесарматского разреза в данном месте представлена не полностью.

Второй разрез расположен в глубоком овраге с ручейком, впадающим справа в р. Днестр у южной окраины с. Бурсука. Здесь примерно в 3 м выше уровня Днестра обнажаются снизу вверх:

1. Сильно глинистый песок темно-зеленого цвета, с синеватым оттенком, уплотненный, карбонатный, комковатой текстуры, переполненный крупными раковинами моллюсков, среди которых преобладают *Cardium praechinatum* Hilb. и *Anadara turonica* (Duj.); *Cardium papillosum* Poli, *Phacoides collumbella* (Lk.), *Pitar (Paradione) italica* (Defr.), *Natica helicina* Brocc., *Cerithium dzieduszycki* Friedb., *Turitella bicarinata* Friedb., *Scaphander* sp., *Dentalium* sp. и другие формы встречаются значительно реже. 0,60 м.

2. Толща кварцевых, глинистых, карбонатных песков, неодинаковых по окраске, величине зерен, содержанию глинистых и карбонатных частиц, с хорошо окатанными черными гальками кремней. Окраска песков варьирует от зеленовато-серой до белой и зависит от глинистой примеси. В верхней своей части пески обогащены монтмориллонитом, отчего они становятся клейкими и приобретают зеленовато-желтую окраску. Пески содержат хорошо сохранившиеся раковины моллюсков в общем того же видового состава, что и в предыдущем слое, но с преобладанием *Miltha incrassata* Dub. Поверхность этой толщи неровная и покрыта тонкой (0,01—0,03 м), крепкой, ржаво-бурой коркой. 5,40 м.

3. Песок кварцевый, грубо- и неравнозернистый, косослоистый, от ржаво-серого до грязно-серого цвета, с многочисленными тонкими черными и серыми палочками и редкими черными гальками кремней. В нижней своей части песок содержит раковины, по-видимому, переложенных тортонских моллюсков наряду с нижнесарматскими. 0,30 м.

4. Песок кварцевый, глинистый, внизу крупнозернистый, зеленовато-желтый, с редкими раковинами моллюсков; вверху мелкозернистый, бурый и переполнен мелкими раковинами *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Abra reflexa* (Eichw.), *Cardium cf. ruthenicum* Hilb., *Maetra cf. basteroti* May., *Solen subfragilis* M. Hörn., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Gibbula angulata* (Eichw.), *Neritina (Theodoxus) sp.* В середине слоя изредка встречаются плоские гальки черных кремней. 0,85 м.

5. Вулканический туф, внизу белый, слабощементированный, вверху темно-се-

рый, горизонтально слоистый, со значительным количеством сплюснутых створок *Abra reflexa* (Eichw.), *Gastrana fragilis* L., *Modiolus incrassatus* Orb., *C. ruthenicum* Hilb., *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *Gibbula* cf. *angulata* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Amnicola* sp., *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Ocenebrina sublavata* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). 0,25 м.

6. Глина тонкослоистая, по окраске и карбонатности неоднородная, шероховатая на ощупь, с прослоями ракушки. Во влажном состоянии цвет глины серый, буровато-серый, буровато-желтый, в нижней части коричневый. Шероховатость породе придает примесь (10—15%) мелких тонких одноосных спикул губок. В глине очень много раковин *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Abra reflexa* (Eichw.), *Gastrana fragilis* L., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Maetra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask., *Cardium* cf. *ustjurtense* Andrus., *C. praeplicatum* Hilb., *C. pseudoplicatum* Friedb., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *M. angulata* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Gibbula* cf. *angulata* (Eichw.), *Timisia* cf. *pseudopicta* Jek., *Neritina* (*Theodoxus*) aff. *politioanei* Jek., *Pseudoamnicola immutata* Jek., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). В верхней части (0,25—0,30 м) глины становятся более темными, почти черными, и содержат многочисленными однообразные панцири диатомовых водорослей, отпечатки болотных растений (*Phragmites*) и редкие плоские гальки гремней. При высыхании глины хорошо расслаиваются на тонкие пластинки. 0,90 м.

7. Мергель глинистый тонкослоистый с прослоями глины и ракушки, преимущественно серовато-зеленый, с заметным содержанием разнообразных диатомей, в нижней части обогащен тонкорассеянным пиритом. В породе много хорошо сохранившихся раковин моллюсков, среди которых преобладают церитиды. Здесь встречаются *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Abra reflexa* (Eichw.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Cardium pseudoplicatum* Friedb., *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *P. (P.) nodosoplicatum* (M. Hoern.), *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum* Eichw., *Clavatulula doerleini* (M. Hoern.), *Bittium deforme* (Eichw.), *Mohrensternia angulata* Eichw., *Gibbula* cf. *angulata* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Neritina* (*Theodoxus*) *soceni* Jek., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). 1,50 м.

8. Диатомово-бентонитовая глина, серовато-зеленого и оливково-зеленого цвета, легкая, крепкая, на свежих срезах с восковым блеском, на ощупь жирная, хотя в некоторых местах и ощущается шероховатость, без видимой слоистости. Остатки моллюсков встречаются исключительно в нижней части толщи и представлены множеством раковин одних *Hydrobia frauenfeldi* Hilb. В верхней части глина обогащена пирокластическим материалом и переходит в туффит черно-бурого цвета. 1,70 м.

9. Вулканический туф зеленовато-серый, пятнистый, сцементированный. 0,30—0,50 м.

10. Туффит алевропелитовый крепкий, легкий, черный, буровато-черный, с белыми точками разложившихся полевых шпатов, содержит много панцирей диатомовых водорослей. 0,30—0,50 м.

11. Мергель слабо доломитовый серый, крепкий, с обилием диатомей. 0,80 м.

12. Туффит черный, крепкий, неравномерно сцементированный, легкий, сильно пористый, с многочисленными белыми вкраплениями полевых шпатов, содержащий в верхней части раковины моллюсков *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. pseudoplicatum* Friedb., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Maetra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *Gibbula* cf. *angulata* (Eichw.), *Neritina* (*Theodoxus*) sp., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Ocenebrina sublavata* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). 0,50—0,70 м.

13. Толща мелоподобных глинистых преимущественно мягких известняков, светло- и желтовато-серых, местами слабо доломитовых. Известняки сложены микрокристаллическим кальцитом и мелкими однообразными сгустками пелитоморфного карбоната кальция; в доломитовых разностях содержатся мелкие ромбоэдри доломита: в нижней части толщи встречаются тонкостенные раковины *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. pseudoplicatum* Friedb., *Maetra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Paphia aksajka* (Bog.), *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Ocenebrina sublavata* (Bast.) и особенно много *Abra reflexa* (Eichw.). В средней части встречаются раковины *Cardium* cf. *ustjurtense* Andrus., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Ervilia pusilla trigonula* Sok., *Gibbula* aff. *angulata* (Eichw.). В верхней части встречаются одни двустворки: *Cardium* cf. *ustjurtense* Andrus., *C. ruthenicum* Hilb., *Maetra eichwaldi* Lask. var. *buglovensis* Lask., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Abra reflexa* (Eichw.). В 6,85 м выше подошвы слоя проходит прослой (0,03 м) светло-серого сыпучего вулканического пепла. 13,35 м.

14. Толща сгустково-раковинных известняков, рыхлых, преимущественно буровато-желтого цвета, кварцевых мелкозернистых песков, с прослоями песчаников.

и выклинивающихся пелитоморфных известняков. В нижней части толщи попадают окатанные гальки кремней и обуглившиеся обломки древесины. Из моллюсков преобладают *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *P. (P.) nodosoplicatum* (M. Hoern.), *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum* Eichw., *Bittium* cf. *reticulatum* (Eichw.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.); раковины *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Abra reflexa* (Eichw.), *Paphia aksajka* (Bog.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. cf. pseudoplicatum* Friedb., *C. ustjurtense* Andrus., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Mohrensternia inflata* (Andrz.), *M. angulata* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Gibbula* aff. *angulata* (Eichw.), *Amnicola* sp. и *Littorina* sp. встречаются реже. Мощность в точке описания. 5,25 м.

Примечание. Описанная толща залегает на сильно размытой поверхности нижележащих пород; на небольшом участке обнажения разница в отметках этой поверхности достигает 5 и более метров. По пространную мощность толщи резко уменьшается иногда до нескольких сантиметров.

15. Темно-серые до черного тонкослоистые плитчатые глины с относительно редкими *Cardium* ex gr. *plicatum* Eichw., *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Amnicola* sp. В точке описания мощность глины 0,30 м.

Примечание. В понижениях нижележащей толщи мощность глины возрастает до 3 м. Здесь они содержат линзовидные прослойки кварцевых песков и сгустковых известняков, а в нижней своей части большое количество обуглившихся листьев древесных растений, обломки древесины и тонкостенные раковины пресноводных гастропод.

16. Мелкокристаллический глинистый известняк, прослоями обогащенный доломитом, тонкослоистый, распадающийся на тонкие плитки серого и светло-серого цвета. Остатки моллюсков редки и представлены раковинами *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. ex gr. plicatum* Eichw., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Abra reflexa* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Gibbula* aff. *angulata* (Eichw.). Мощность в точке описания. 2,55 м.

Примечание. В понижениях мощность толщи увеличивается до 8 и более метров.

17. Сгустковый рыхлый желтовато-бурый известняк со значительным количеством раковин *Cardium ustjurtense* Andrus., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Paphia* cf. *aksajka* (Bog.), *Abra reflexa* (Eichw.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), *Potamides* (*Pirenella*) *disjunctum* (Sow.). 0,95 м.

18. Глинистый мелоподобный известняк, серовато-белый, с многочисленными *Abra reflexa* (Eichw.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. ex gr. plicatum* Eichw., *Paphia* cf. *aksajka* (Bog.), *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Potamides* (*Pirenella*) *disjunctum* (Sow.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). Внизу проходит прослой (0,10 м) светло-серого сыпучего вулканического пепла. 2,30 м.

19. Глинисто-мергелисто-песчаная толща с раковинами *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. cf. plicatum* Eichw., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Paphia* cf. *aksajka* (Bog.), *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Abra reflexa* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* Hilb., *Potamides* (*Pirenella*) *disjunctum* (Sow.), *Amnicola* sp., *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). В верхней половине толщи, среди песков, были встречены обуглившиеся обломки древесины. 2,40 м.

20. Толща мелкозернистых кварцевых песков, с линзами и тонкими прослоями песчаника; в верхней своей части они косослоистые. В песках встречены раковины следующих моллюсков: *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Paphia vitaliana* (Orb.), *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. uiratense* Koles., *C. praeplicatum* Hilb., *Donax* (*Paradonax*) *dentiger* Eichw., *D. (P.) lucidus* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *P. (P.) disjunctum* (Sow.), *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum* Eichw., *Gibbula* aff. *angulata* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkaireana* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.). 11,0 м.

21. Толща мелко- и среднезернистых, карбонатных, местами косослоистых песков, песчаников и песчаных известняков, переходы между которыми постепенные. По пространную названные породы часто замещают друг друга, причем в низовьях оврага преобладают песчаники и песчаные известняки, в верховьях — пески и песчаники. В подошве толщи прослеживается грубозернистый известняк, состоящий из оолитов, пизолитов, хорошо окатанного детрита и мелких галек того

же известняка. В верхней половине толщи на неровной поверхности песков наблюдается тонкая ржаво-бурая корка загара. Раковины моллюсков, образующие иногда прослой и линзы ракушечника, принадлежат видам: *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *eichwaldi* Lask., *Paphia vitaliana* (Orb.), *P. tricuspidata* (Eichw.), *Musculus naviculoides* (Koles.), *Donax* (*Paradonax*) *dentiger* Eichw., *Cardium ustjurtense* Andrus., *C. uiratamense* Koles., *C. praeplicatum* Hilb., *C. plicatum* Eichw., *Solen subfragilis* M. Hoern., *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *P. (P.) disjunctum* (Sow.), *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum* Eichw., *Gibbula picta* (Eichw.), *Acteocina* (*Acteocina*) *lajonkareana* (Bast.), *Dorsanum duplicatum* (Sow.), к которым в верхней половине толщи добавляются *Maetra* (*Sarmatimaetra*) *vitaliana* Orb., *Cardium obsoletum* Eichw., *Cerithium* (*Theridium*) *comperrei* Orb., *Gibbula angulatosarmata* Sinz., *Calliostoma papilla* (Orb.). 27,0 м.

22. Сгустково-фораминиферовый переходящий в оолитовый известняк, с прослоями песчанников и кварцевых песков. В известняках и песчанниках заметны раковины пелероплид и альфидиумов, а также отпечатки и ядра *Ervilia pusilla dissita* Eichw., *Cardium plicatum* Eichw., *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.) и другие неопределимые отпечатки мелких гастропод. 1,95 м.

23. Толща известняков, состоящая из куполообразных мелких биогермов, сложенных сгустками, вермитусами, афанитовыми, строматолитовыми и водорослевыми корками. Биогермы сильно пористые, кавернозные, поздравляемые, при выветривании образуют округлые ниши и прослеживаются вдоль борта оврага в виде слоя непостоянной мощности. Между возвышающимися вершинами отдельных биогермов залегают крепкие сгустковые известняки, содержащие уплощенные хорошо окатанные гальки оолитового нижнесарматского известняка. В биогермах были обнаружены ядра и отпечатки *Modiolus* (*Modiolus*) *incrassatus* Orb., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Cardium* cf. *ustjurtense* Andrus., *Paphia* sp., *Maetra* (*Sarmatimaetra*) cf. *podolica* Eichw., *Cerithium* (*Theridium*) *comperrei* Orb., *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* (Eichw.), *Gibbula* pl. sp., *Hydrobia* sp., *Cylichna* sp. 1,50 м.

24. Детритово-фораминиферовый (нубекулярный) известняк, грубозернистый; плитчатый, с отпечатками и ядрами *Cerithium* (*Theridium*) *comperrei* Orb., *Modiolus incrassatus* (Orb.) и др. Видимая мощность. 0,50 м.

Выше до плато склон оврага задернован, и выходы коренных пород не наблюдаются.

В описанном разрезе слои 1—2 (общая мощность 6,0 м) по составу содержащихся в них раковин моллюсков — тортонские; слои 3—23 (общая мощность 76,50 м) — нижнесарматские, слой — 24 — среднесарматский. Подошва среднего сармата располагается на высоте 85,5 м над уровнем Днестра.

К северу и северо-западу от описанного обнажения рядом скважин, пробуренных Сорокской ГРП Управления геологии и охраны недр при Совете Министров МССР (геологи партии П. Д. Букатчук и И. В. Блюк) над среднесарматскими известняками, сходными с известняками слоя 24, была вскрыта толща серых глинистых алевролитов с тонкими прослоями мелкозернистых песков и глин с включениями мелкокристаллического пирита. В этой толще относительно редко попадаются раковины *Cryptomaetra pesanseris* (Mayer-Eymar), *Cardium michailovi* Toula, *C. fittoni* Orb., *Musculus naviculoides* (Koles.), *Paphia naviculata* (R. Hoern.), *Hydrobia pseudocaspia* Sinz. и некоторых других видов. В верхней своей части глинистые алевролиты становятся более песчаными и приобретают желтую окраску; остатки моллюсков в них не наблюдались. Мощность вскрытых скважинами глинистых алевролитов свыше 50,0 м.

Южнее и восточнее описанного разреза над нижним сарматом залегает мощная толща известняков среднего сармата.

В разрезах у сел Буздужаны и Бурсук нижнесарматские и тортонские отложения существенно отличаются по мощности, литологии и составу содержащихся в них раковин моллюсков. Поэтому трудно установить, какой части мощной толщи нижнего сармата у с. Бурсука соответствуют нижнесарматские слои у с. Буздужан. Однако здесь на

помощь приходят обнаруженные в обоих обнажениях прослой туфов и бентонитов, которые представляют собой, как будет показано ниже, продукты одних и тех же извержений, вследствие чего они могут служить реперами для точной увязки названных разрезов. При увязке прослоев пирокластических пород из рассмотренных выше обнажений учитывается их стратиграфическое положение, относительная мощность, последовательность в залегании, гранулометрический состав, а также типоморфные особенности вулканического стекла и минералов и отдельные включения в них.

Как и большинство геологов, авторы исходят из того, что в неогенное время вулканические пеплы заносились воздушными течениями на территорию нынешнего Днестровско-Прутского междуречья с Карпат, где происходили мощные извержения вулканов, поставившие громадное количество пирокластического материала. Поэтому надо предполагать, что пирокластический материал из обнажения у с. Бурсука, отстоящего примерно на 100 км дальше от области извержения вулканов, чем с. Буздужаны, подвергался более значительной эоловой дифференциации, чем тот же материал у с. Буздужан, что, естественно, должно сказаться как на его гранулометрическом, так и, отчасти, минералогическом составе. Оседая на дно, пепел часто обогащается чуждыми ему терригенными и аутигенными минералами. Поэтому при сопоставлении минералогического состава пеплов из различных разрезов принимаются во внимание только явно пирогенные минералы, которые обладают прекрасно выраженным идиоморфизмом или же отличаются очень зазубренными рваными краями; многие зерна при этом имеют припаи вулканического стекла.

Осаждение, захоронение и литификация пепла нередко происходит в неодинаковых физико-химических и гидродинамических условиях, вследствие чего он претерпевает различные вторичные изменения; поэтому один и тот же пирокластический прослой в разных местах может быть представлен пеплом, туфом, туффитом, бентонитом или вообще отсутствовать.

Гранулометрический и минералогический состав вулканических туфов, туффитов и бентонитов из сел Буздужаны<sup>1</sup> и Бурсук приведен в табл. 1 и 2.

В табл. 2 приведено содержание преимущественно пирогенных минералов. В ряде образцов среди зерен граната, циркона и рутила было трудно отличить терригенные от пирокластических; для них дается общее процентное содержание (в таблице эти цифры заключены в скобки). В большинстве исследованных образцов выход тяжелой фракции очень мал и отдельные минералы встречаются в единичных зернах, поэтому в таблице для них не приведены количественные данные, а отмечается только их наличие или отсутствие. Так как при осаждении пирокластического материала в водоеме, вероятно, происходила его дифференциация по удельному весу, размеру и форме зерен, из наиболее мощных вулканогенных прослоев бралось по несколько образцов (из нижней, средней и верхней части).

Прослой бентонита у с. Буздужан (слой 3) и прослой туфа у с. Бурсука (слой 5) в разрезе находятся несколько выше подошвы нижнего сармата и характеризуются близкими мощностями; обломки вулканического стекла в обоих прослоях преимущественно одинаковой формы, с редкими газовыми включениями и близкими показателями

<sup>1</sup> Детального описания вулканических стекол и минералов в данной статье мы не приводим, так как вулканические стекла и минералы пирокластов у с. Буздужан очень близки к тем же образованиям у с. Бурсука, которые были описаны в другой работе [3].



Туф (слой 9) у с. Буздужан по своему положению в разрезе и по мощности сопоставляется со слоями 9 и 10 у с. Бурсука. Очень много общего у них и в минералогическом составе. Так, стекла туфов очень разнообразной формы, с газовой-жидкими включениями и без них, с близкими показателями преломления. Плагноклазы однотипны, циркон в виде удлинённых и короткостолбчатых кристаллов; кроме того, встречаются бесцветный гранат, зерна мусковита и биотита. Однако при сравнении этих неразложившихся туфов следует отметить, кроме общих черт, и ряд отличий. В туфе у с. Буздужан по сравнению с туфом у с. Бурсука преобладают крупные фракции, особенно фракция 0,25—0,10 мм (табл. 1), в легкой фракции намного больше полевых шпатов, в тяжелой — рудных. Показатели преломления вулканического стекла из обнажения у с. Буздужан несколько выше показателей преломления стекла из обнажения у с. Бурсука. Некоторое отличие оптических констант наблюдается и для других минералов. Подобное несоответствие можно встретить и в других сопоставляемых прослоях; что вызвано, по-видимому, эоловой дифференциацией вещества.

Бентонит из обнажения у с. Буздужан (слой 15) представляет собой бентонитизированный туф из обнажения у с. Бурсука (слой 13), на что указывает сходное стратиграфическое положение, одинаковые мощности и минералогический состав неразложившихся минералов.

Таким образом, как было показано выше, слой 3 у с. Буздужан соответствует слою 5 у с. Бурсука; вулканогенный материал известняков слоев 6—7 у с. Буздужан идентичен вулканогенному материалу туффита слоя 8 у с. Бурсука; слой 9 у с. Буздужан сопоставим со слоями 9 и 10 у с. Бурсука; слой 15 у с. Буздужан является аналогом слоя 13 у с. Бурсука.

На основании сопоставления прослоев пирокластических пород рассмотренных разрезов (рис. 2), слои 3—9 у с. Буздужан можно считать синхронными со слоями 5—10 у с. Бурсука. Вся эта пачка слоев отчетливо отличается от перекрывающих ее пород как по фаунистическому, так и по литологическому составу. Характерными для нее формами моллюсков являются *Abra reflexa* (Eichw.), *Cardium ruthenicum* Hilb., *Mohrensternia angulata* (Eichw.), *Ervilia pusilla trigonula* Sok. и среднемиоценовые реликты *Clavatula doderleini* (M. Hoern.), *Ocenebrina sublavata* (Bast.), *Loripes niveus* (Eichw.), которые свойственны бугловским слоям. Все это позволяет выделить упомянутую толщу нижнего сармата в самостоятельный горизонт и назвать его, как это уже сделано для западных областей Украины [1, 2], бугловским горизонтом нижнего сармата<sup>2</sup>. За вышележащей пачкой пород нижнего сармата можно сохранить название волинского горизонта.

Вскрытые скважинами у с. Гордишешт, а также севернее и северо-западнее с. Бурсука серые глинистые алевроиты с прослоями глины и песков содержат *Cryptomactra pesanseris* (Mayer-Eymar), *Cardium michailovi* Toula, *Paphia naviculata* (R. Hoern.), *Hydrobia pseudocaspia* Sinz. и ряд других форм моллюсков, которые характеризуют собой криптомактровые слои среднего сармата. Нахождение криптомактровых слоев в северной части Молдавии свидетельствует о значительно более широком их распространении, чем это представлялось раньше.

Настоящая работа доказывает, на наш взгляд, что прослои пирокластических пород, с учетом влияния эоловой дифференциации и вторичных изменений их, с успехом могут быть использованы для точного

<sup>2</sup> О наличии бугловского горизонта в разрезе у с. Бурсука указывал еще И. Атанаску [4], но к бугловке он отнес всю нижнюю часть (слои 4—18) нижнего сармата, вплоть до песков.



Т  
 мощ  
 общ  
 разн  
 с бл  
 кон  
 встр  
 при  
 общ  
 фом  
 0,25-  
 шпат  
 ског  
 прел  
 опти  
 несос  
 что  
 Б  
 бент  
 указ  
 ности  
 Т  
 сооте  
 ков  
 туфф  
 ми 9  
 13 у  
 Н  
 смот  
 синх  
 ливо  
 так  
 молл  
 Mohr  
 и сре  
 nebrin  
 ны бу  
 нижн  
 уже  
 ризон  
 сарма  
 Вс  
 запад  
 и пес  
 micha  
 Sinz.  
 крипт  
 вх с  
 более  
 На  
 класт  
 ричны

2  
 И. Ата  
 сармат

сопоставления разрезов миоценовых отложений Молдавской ССР. В свою очередь, это открывает перспективу детальной стратиграфической увязки разрезов миоцена Молдавии с разрезами сопредельных территорий Украинской ССР и Румынской Народной Республики по прослоям пирокластических пород и продуктов их разложения (бентонитов), что позволит более подробно восстановить историю геологического развития юго-западной окраины Русской платформы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гришкевич Г. И. Сарматские отложения Закарпатской области УССР. «Геологический сборник Львовского геологического общества», 1956, № 2-3.
2. Кудрин Л. И. Стратиграфия миоценовых отложений Западной Украины. Труды совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1959.
3. Саянов В. С., Перес Ф. С. Пепловые туфы из миоценовых отложений Молдавской ССР. «Известия Молдавского филиала АН СССР», 1960, № 9(75).
4. Atanasiu I. Le sarmatien du Plateau Moldave. «Anal. Acad. Române, Mem. Sect. științif.», ser. III, t. XX, mem. 5.

В. С. САЯНОВ, В. Х. РОШКА, Ф. С. ПЕРЕС

#### ЕКСПЕРИЕНЦА КОРЕЛАРИИ СЕКЦИУНИЛОР МИОЧЕНИЧЕ ДИН НОРДУЛ РСС МОЛДОВЕНЕШТЬ ПЕ БАЗА ИНТЕРКАЛАЦИУНИЛОР ДЕ РОЧЬ ВУЛКАНОЖЕНЕ

##### Резюме

Ын секциуниле миочениче дин нордул Молдовой се ынтылнесп стратурь субцирь, формате дин роць пирокластиче ши дин продуцеле лор де дескомпунере. Ын база сармацианулуй инфериор (оризонтул бугловниан) се пот констата пынэ ла 4 стратурь де орижине пирокластикэ ку о гросиме тоталэ пынэ ла 2 м. Ачесте стратурь се евиденциязэ фоарте бине ын дескизэтуриле натурале де лынгэ сатул Бурсук дин валя Ниструлуй ши дин апропьеря сатулуй Буздужень, ситуат ын валя Раковецулуй — афлуент ал Прутулуй.

Пе база алкэтуинцей минераложиче ши гранулометриче, а гросимей ши а позицией стратигравиче, фиекэруй страт пирокластик дин секциуны де ла Бурсук и с'а гэсит стратул кореспунзэтор синхроник дин секциуны де ла Буздужень.

Интеркалациунь субцирь вулканиче се ынтылнесп ши ын партя супериоарэ а сармацианулуй инфериор (оризонтул волынниан), ынсэ кондиций фаворабиле пентру седиментаря лор ау авут лок нумай ынспре вест де сатул Бурсук.

Експериенца де фацэ доведеште, кэ стратуриле де роць вулканожене дин седиментеле миочениче пот фи ку сукчес фолосите пентру кореларя секциунило миочениче атыт де пе териториул РСС Молдовенешть, кыт ши дин региуниле ынвечинате але РСС Украинене ши Републичей Популаре Ромыне.

В. Х. РОШКА, В. С. САЯНОВ

## О КРИПТОМАКТРОВЫХ СЛОЯХ СРЕДНЕГО САРМАТА НА ТЕРРИТОРИИ МОЛДАВСКОЙ ССР

Название «криптомактровые слои» было введено в литературу В. П. Колесниковым [3] для толщи глинистых пород среднего сармата, характерным компонентом фауны которой является *Cryptomactra pesansensis* (Mayer-Eymar). Глины с *Cryptomactra pesansensis* (Mayer-Eymar) впервые описал в 1903 г. Н. И. Андрусов [1] на Таманском полуострове.

На территории Молдавской ССР, равно как и на всем юго-западе СССР, до 1928 г. были известны лишь мелководные образования среднего сармата, представленные главным образом нубекуляриевыми слонстыми и биогермными известняками, содержащими остатки чрезвычайно богатой формами так называемой «типичной среднесарматской» фауны.

В 1928 г. Ф. Вэскэуцану [9] обнаружил в долине р. Прута у г. Унген серые пластичные глины, содержащие фауну моллюсков, очень сходную с фауной криптомактровых слоев Крымо-Кавказской области, которые Н. И. Андрусовым и последующими исследователями рассматривались как глубоководные отложения среднесарматского бассейна. На основании изучения фаунистических остатков Ф. Вэскэуцану пришел к выводу, что эти глины по возрасту не бугловские, как предполагал М. Давид [7], а среднесарматские и представляют собой образования наиболее глубоководных фаций среднего сармата Галицийского залива.

В. П. Колесников [3], используя данные Ф. Вэскэуцану, показал криптомактровые глины лишь в районе г. Унген.

В послевоенный период благодаря поисково-разведочному бурению, проводимому на территории Молдавской ССР, криптомактровые слои были обнаружены также южнее и восточнее г. Унген. Учитывая эти данные, М. Я. Рудкевич [4] значительно расширяет площадь распространения криптомактровых слоев. По имеющимся в настоящее время материалам бурения восточная граница распространения криптомактровых слоев в южной части республики проходит, однако, несколько ближе к р. Пруту, чем это показано на карте М. Я. Рудкевича. В остальной части республики распространение криптомактровых слоев показано им западнее кишиневско-каменской полосы среднесарматских рифов до линии, соединяющей города Оргеев и Бельцы. Э. А. Шантар [5] проследил криптомактровые слои к востоку от указанной выше линии вплоть до рифовой полосы, а в некоторых местах и восточнее ее.

В атласе палеогеографических карт УССР и МССР [2], вышедшем в 1960 г., криптомактровые слои на территории Молдавии показаны

в виде узкой полосы, прилегающей к р. Пруту между городами Унгенами и Кагулом (т. е. на значительно меньшей площади, чем у М. Я. Рудкевича).

Таким образом, имеющиеся в литературе данные о распространении криптомактровых слоев в южной и центральной Молдавии в достаточной мере противоречивы и не могут служить надежной основой для палеогеографических построений. К тому же до настоящего времени вопрос о распространении этих слоев в северных районах республики оставался открытым.

Изучение разрезов сарматских отложений Молдавской ССР как в естественных обнажениях, так и по кернам буровых скважин позволило уточнить распространение криптомактровых слоев в южной части Молдавской ССР; кроме того, удалось установить их присутствие на севере республики в Единецком, Липканском и Сорокском районах, а также на левобережье Днестра севернее пос. Каменки. Везде в этих местах на нижнесарматских отложениях залегает толща серых глин с прослоями алевролитов, содержащих в нижней своей части редкие остатки *Cryptomactra pesansensis* (Mayer-Eymar), *Cardium barboti* R. Hörn., *C. subfittoni* Andrus., *Paphia naviculata* (R. Hörn.), *Hydrobia pseudocaspia* Sinz. и других типичных для криптомактровых слоев моллюсков.

По литологическим особенностям и по характеру содержащейся в них фауне криптомактровые слои почти на всей площади их развития могут быть подразделены на две части<sup>1</sup>:

а) нижнюю — глинисто-карбонатную, с довольно богатой фауной моллюсков *Cryptomactra pesansensis* (Mayer-Eymar), *Cardium michailovi* Toula, *C. pseudosemisulcatum* Andrus., *Paphia naviculata* (R. Hörn.), *Hydrobia pseudocaspia* Sinz. и др.; мощность нижней части колеблется от нескольких метров до 50 м;

б) верхнюю — песчано-глинистую, обычно без остатков моллюсков, но изредка содержащую в тонких песчаных прослоях *Cryptomactra pesansensis* (Mayer-Eymar), *Cardium michailovi* Toula. Мощность верхней части достигает иногда 200 и более метров.

В нижней части в северо-молдавском Приднестровье преобладают карбонатные глины, а в Припрутье — такие же глины, но с прослоями мергелей, глинистых известняков и известняков; в отдельных местах наблюдаются слои глинисто-карбонатных диатомитов и диатомитов, а также 1—3 тонких (до 0,03 м) прослоев вулканического пепла.

Карбонатные глины серого и светло-серого цвета, тонкослоистые ввиду чередования тонких неодинаково окрашенных прослоев, состоят из мелкочешуйчатых гидрослюдисто-монтмориллонитовых агрегатов с примесью карбонатного материала. Карбонатная часть представлена мелкозернистым кальцитом, раковинками фораминифер и остракод, фрагментами раковин моллюсков и овулитами. В глинах много мелко-рассеянного пирита и обуглившись растительных остатков; пирит нередко полностью заполняет камерки фораминифер.

Мергели, серые, светло-серые с непостоянным содержанием карбонатов, тонкослоистые из-за наличия многочисленных прослоев глин и глинистых известняков. Карбонатная и глинистая составляющие по составу те же, что и в карбонатных глинах. В Унгенском районе в низах криптомактровой толщи много мелких одноосных тонких и сильно удлиненных спикул губок, часто замещенных кальцитом или пиритом.

<sup>1</sup> Такое деление криптомактровых слоев для Унгенского и Ниспоренского районов впервые предложил А. Г. Эберзин [6].

Здесь же попадают монтмориллонитизированные реликты вулканического стекла.

Известняковые прослои в Унгенском районе сложены глинистыми сгустковыми известняками. Сгустки эллипсоидальной и округлой формы и состоят из мелкокристаллического кальцита; они заключены в глинисто-карбонатную мелкозернистую массу. Известняки в значительных количествах содержат мелкорассеянный пирит, которого особенно много в сгустках. В более южных районах Припутья прослои известняков представлены шламовыми и детрито-шламовыми разностями.

Диатомиты обнаружены при бурении главным образом южнее пос. Леово. Диатомиты серые, светло-серые, легкие, рассланцовывающиеся на тонкие пластинки, состоят из многочисленных диатомей, тонких одноосных спикул губок, мелких зерен кварца; в них всегда в большем или меньшем количестве содержатся раковины фораминифер, скелетные фрагменты мшанок, глинистый материал и кристаллики пирита.

В верхней, наиболее мощной части криптомактровых слоев, наблюдается чередование тонких глинистых, глинисто-алевритовых и алевритовых прослоев. Глины состоят преимущественно из мелкочешуйчатых гидрослюдисто-монтмориллонитовых агрегатов с примесью карбонатов и алевритовых зерен кварца и слюды. Местами встречаются прослои сильно карбонатных глин, у которых повышенная карбонатность связана с большим количеством дискоаскеридов или раковин фораминифер. В алевритовых и глинисто-алевритовых прослойках алевритовая составляющая представлена главным образом угловатыми зернами кварца (35—90%), полевого шпата (3—30%) и слюд (2—15%); другие минералы играют подчиненную роль.

Для всей верхней части характерно присутствие большого количества обуглившихся растительных остатков и пирита, причем пирит встречается как в рассеянном состоянии, так и в виде прослоев и линз, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике. Остатки моллюсков здесь довольно редки и встречаются только в отдельных тонких песчаных прослойках.

В целом для пород криптомактровых слоев Молдавской ССР характерны тонкая слоистость, понижение карбонатности снизу вверх по разрезу и обилие пирита и обуглившихся растительных остатков.

В списке моллюсков, приведенном Ф. Вэскэуцану [9], содержится 27 видов и варьететов двустворок и 15 видов и варьететов гастропод, причем помимо форм, типичных для криптомактровых слоев, в нем перечислены также толстостенные, характерные для мелководных зон среднего сармата раковины *Mastra fabreana* Orb., *Paphia gregaria* (Parsch), *Turbo neumayri* Cob., *Potamides disjunctum* (Sow.), *Dorsanum bacatum* (Bast.), *D. duplicatum* (Sow.), *D. pauli* (Cob.), которые не наблюдались нами в криптомактровых слоях как у г. Унген, так и в других местах Молдавской ССР. Нам представляется в связи с этим, что перечисленные выше формы происходят не из криптомактровых слоев, а из покрывающих их мелководных песчано-глинистых отложений среднего сармата, в которых эти раковины действительно встречаются.

Образование криптомактровых слоев на территории Молдавской ССР происходило на относительно глубоководных участках Галицийского залива в довольно спокойных гидродинамических условиях, о чем свидетельствуют их мощность, петрографический состав и особенности фаунистических остатков.

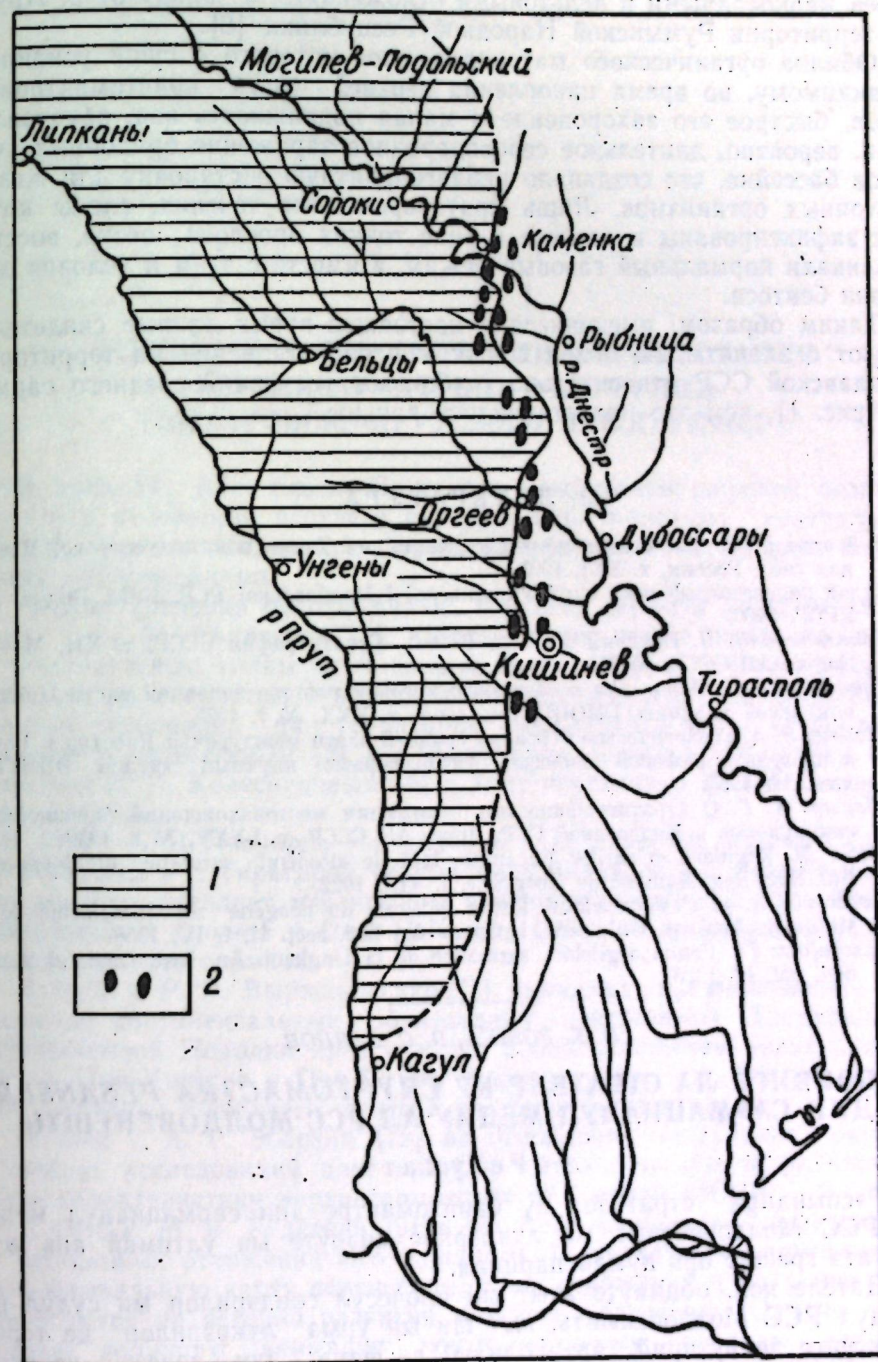


Рис. 1. Схематическая карта распространения криптомактровых слоев на территории Молдавской ССР.

1 — криптомактровые слои; 2 — среднесарматские рифы

В связи с тем, что на востоке наблюдается смена криптомактровых слоев довольно чистыми известняками, можно предположить, что терригенный материал сносился, по-видимому, с запада, с Карпатских гор. В этом же нас убеждает фацциальное замещение криптомактровых

слоев мелководными и дельтовыми отложениями к западу от р. Прута на территории Румынской Народной Республики [8].

Обилие органического материала, снос которого с суши усилился, по-видимому, во время накопления верхней части криптоактровых слоев, быстрое его захоронение и малая подвижность вод, обусловливали, вероятно, длительное сероводородное заражение придонных участков бассейна, что создавало неблагоприятную обстановку для жизни бентонных организмов. Лишь кратковременные течения, следы которых зафиксированы в разрезе в виде тонких прослоев песка, восстанавливали нормальный газовый режим, а вместе с этим и условия для жизни бентоса.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о значительно более широком распространении на территории Молдавской ССР относительно глубоководных фаций среднего сармата (рис. 1), чем это представлялось раньше.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов И. И. Геологические исследования на Таманском полуострове. Матер. для геол. России, т. XXI, 1903.
2. Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской РСР, Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
3. Колесников В. П. Верхний миоцен. В кн.: Стратиграфия СССР, т. XII, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
4. Рудкевич М. Я. Некоторые особенности истории неогена западной части Причерноморской впадины. БМОИП, отд. геол., т. XXX, № 1, 1955.
5. Шантар Э. А. Геологическое строение средней части междуречья Днестра и Реута в пределах рифовой полосы. Авторефераты научных трудов ВНИГРИ, вып. 14, 1955.
6. Эберзин А. Г. О стратиграфическом положении местонахождений древнейших гиппарионов в Молдавской ССР. Докл. АН СССР, т. LXXV, № 2, 1950.
7. David M. Regiunea «Codrilor Bacăului» față de «Podișul sarmatic moldovenesc». Bul. Soc. Reg. Române de Geografie, t. XLI, 1922.
8. Macaroviici N. et P. Jeanrenaud. Revue générale du néogène de Plateforme de la Moldavie. Anal. șt. Univ. «Al. I. Cuza» din Iași, sect. II, t. IV, 1958.
9. Văscăuțanu Th. Fauna argilelor sarmatice de la Ungheni. An. Inst. Geol. al României, vol. 13, 1928.

В. Х. РОШКА, В. С. САЯНОВ

### КУ ПРИВИРЕ ЛА СТРАТЕЛЕ КУ КРИПТОМАСТРА ПЕСАНСЕРИС ДИН САРМАЦИАНУЛ МЕДИУ АЛ РСС МОЛДОВЕНЕШТЬ

#### Резюме

Рэспындира стрателор ку криптомактре дин сармацианул медиу ал РСС Молдовенешть ын лукрэриле апэруте ын ултимий ань есте арэатэ грешит орь нумай парциал.

Дателе ной, обцинуте атыт ын прочесул сондэрилор ын судул ши нордул РСС Молдовенешть, кыт ши ын урма лукрэрилор де терен, ефектуате де ауторий артиколулуй де фацэ, дау довезь, кэ стрателе ку криптомактре сынт рэспындите де ла Прут спре ест, ажунгынд ын режуиуа нордикэ ши централэ. пынэ ла зона речифилор сармацианулуй медиу, яр ын режуиуа судикэ—пынэ ын апропиеря ор. Кагул.

Алкэтуинца литоложикэ ши характерул рестурилор фаунистиче але стрателор ку криптомактре дин РСС Молдовенешть пледяэ ын фавоаря депунерий лор ын кондиций хидродинамиче лиништите ку режим газос аномал.

Материалул терижен а пост адус пробабил дин Карпачь.

А. И. ХУБЛА

### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕСАРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕСТРОВСКО-ПРУТСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В пределах Днестровско-Прутского междуречья широкое развитие получили отложения верхнего сармата. Они занимают центральную и южную часть междуречья и представлены континентальными и морскими образованиями.

Первые сведения об отложениях верхнего сармата междуречья находим у И. И. Андрусова [1], который отнес немые пески, песчаники и темно-зеленые глины центральной Бессарабии к осадкам верхнесарматского возраста. Охарактеризованные фауной верхнесарматские морские отложения на территории междуречья были установлены впервые А. Алексеевым [2] у г. Аккермана. Позднее эти осадки были отнесены В. П. Колесниковым [5] к типу переходных фаций (катерлезским слоям).

В 1909 г. В. Д. Ласкарев [6] дал описание разрезов верхнего сармата и меотиса у г. Тирасполя (Калкатовая балка) и у с. Гребеники. Автор впервые отделяет меотические континентальные осадки с богатой пикермийской фауной и *Unio flabelatus* Goldf. от нижележащих отложений верхнего сармата.

В 1927 г. Р. Р. Выржиковский [3] высказал предположение, что песчаные континентальные образования центральной Бессарабии и юго-восточной Подолнии представляют собой отложения дельт древних рек — Пра-Днестра и Пра-Прута. Формирование этих осадков произошло, начиная с верхнего сармата до понта включительно.

В 1948 г. А. Г. Эберзин [12] на основании материалов бурения и личных исследований дает краткую литологическую и фаунистическую характеристику верхнесарматских отложений МССР.

В 1955 г. М. Я. Рудкевич [9] в работе, посвященной характеристике неогеновых отложений юго-западного Причерноморья, приводит литологическую карту верхнесарматских отложений и подробно останавливается на истории развития морского бассейна. Однако он не уделяет должного внимания континентальным осадкам верхнего сармата и их взаимоотношению с морскими отложениями. Помимо этого М. Я. Рудкевич выделяет ряд трансгрессивных циклов верхнесарматского моря, что впоследствии не подтвердилось нашими исследованиями.

В 1959 г. И. Я. Яцко [13] выделил из континентальных отложений юго-запада УССР субэаральные аналоги верхнего сармата, обосновав их фауной униионид. К сожалению, эти исследования в очень незначительной степени коснулись Днестровско-Прутского междуречья.

В вышедшем в 1960 г. Атласе палеогеографических карт УССР и МССР приводится сводная палеогеографическая карта верхнего

сармата Украины и Молдавии. Однако на этой карте совершенно не отражены континентальные фации верхнего сармата, положение береговой линии верхнесарматского бассейна не согласуется с нашими данными.

Из изложенного краткого обзора работ видно, что характеристика континентальных отложений верхнего сармата и вопросы взаимоотношения их с морскими аналогами не получили в литературе должного освещения. Не совсем полно отражена также история развития верхнесарматского бассейна.

В настоящей статье мы по мере возможности постарались осветить существующие пробелы в изучении данного комплекса отложений.

\* \* \*

Как было отмечено выше, среди верхнесарматских образований выделяются континентальные, переходные и морские осадки.

Континентальные отложения верхнего сармата развиты в центральной части Днестровско-Прутского междуречья. Здесь выделяются две области осадконакопления. Первая область занимает район Кодр, вторая — междуречье Реут—Днестр, прослеживаясь к северу примерно до широты г. Сороки (рис. 1). Эти отложения залегают на размытой поверхности среднего сармата и представлены косослоистыми песками с подчиненными прослоями и линзами глинисто-мергелистого галечника, гравия, глин и песчаников. Фауна в этих отложениях встречается редко и представлена пресноводными и наземными формами. Так, П. К. Иванчук еще в 1952 г. отмечал в обнажениях у с. Распопены находки *Unio sarmaticus* Lask., кости *Machairodus* sp., *Aceratherium* sp. Нами в районе сел Исаково, Логанешты, Каушаны, Кицканы собрана в песках фауна унioniда *Unio subhörnési* Sinz., *U. proacutus* Iatzko, *U. subpartchi* (Lask.) Iatzko, *U. subprotractus* Iatzko, *U. moldoviformis* Iatzko (определения И. Я. Яцко). Н. И. Коньковой [4] в районе с. Исаково установлены *Dinotherium* sp., *Hipparion* sp., *Rhinoceras* sp. Перекрываются данные отложения аллювиальной толщей песков, содержащих обильную фауну млекопитающих и унioniда меотического облика. Эта фауна встречается в районе сел Чимишлия, Тараклия, Гура-Галбена, Салкуца, Каушаны, Волчинен, Паулешты, Пыржолтены, Балабанешты, Распопены, Гребеники и др. [4, 6, 10, 11]. Между континентальными отложениями верхнего сармата и меотическими осадками наблюдается эрозионный размыв.

Континентальные отложения верхнего сармата разбиваются на три аллювиальных ритма (рис. 2). Каждый ритм обычно начинается линзами и прослоями глинисто-мергелистого гравия и галечника, переходящего вверх по разрезу в средне- и мелкозернистые пески. Верхняя часть ритма слагается глинистыми песками и бесструктурными комковатыми глинами. Каждый последующий ритм обычно лежит на размытой поверхности нижележащего. Характерным для каждого ритма является изменение снизу вверх текстурных признаков слагающих его пород. В нижней части ритма обычно наблюдается косая однонаправленная слоистость; в верхней — косоволнистая, волнистая и мелкая косая однонаправленная слоистость. Господствующее направление косой слоистости в описываемых отложениях южное и юго-восточное (рис. 3). Мощность каждого ритма колеблется от 3 до 20 м, мощность всей пачки песков от 10 до 30 м<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Описанная выше ритмичность подтверждается минералогическими и гранулометрическими анализами. Характеристика распределения терригенных компонентов в данных отложениях будет приведена в другой работе.

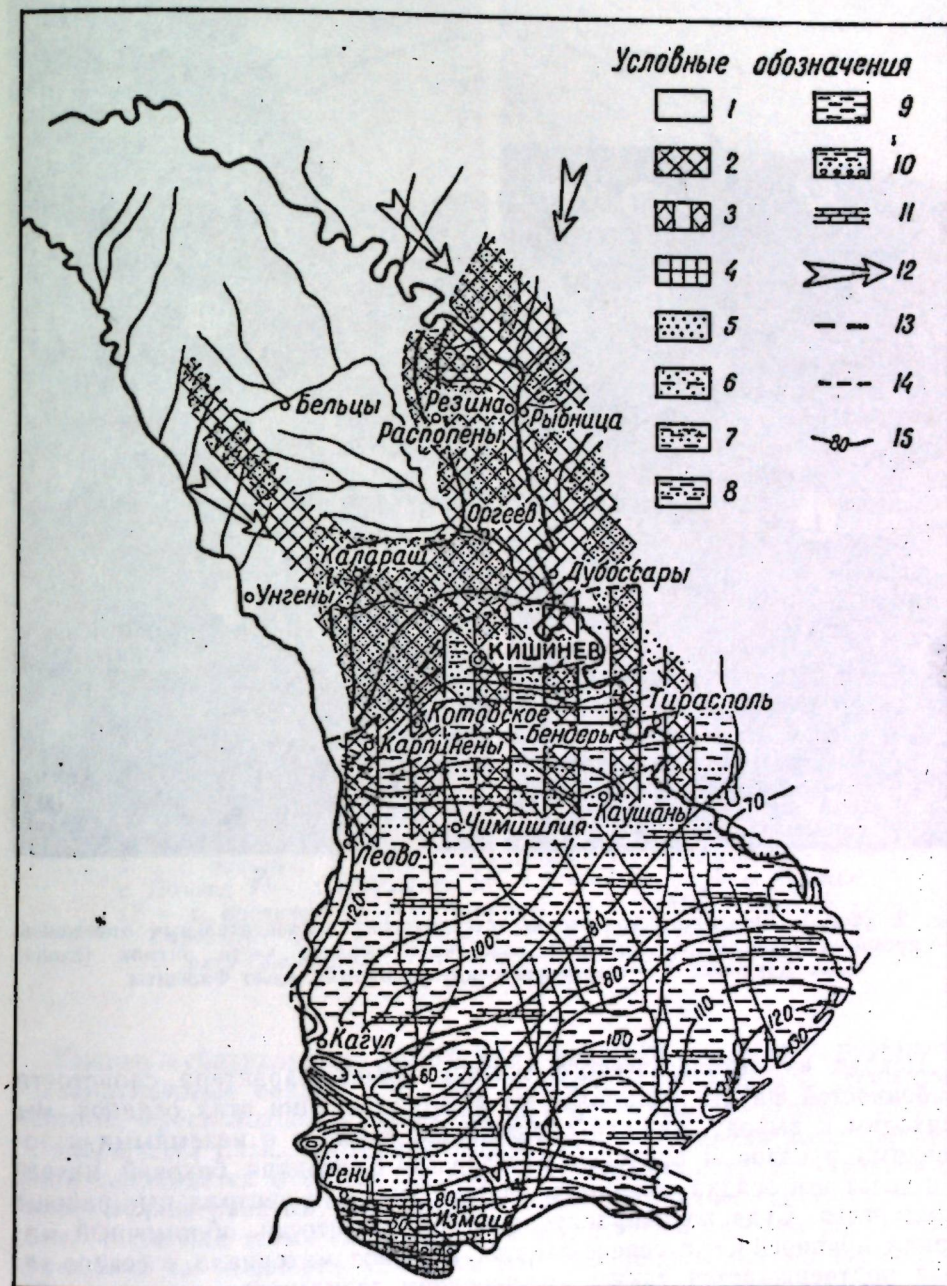


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая карта верхнесарматских отложений Днестровско-Прутского междуречья

1 — Равнинная суша; 2 — Области накопления субэвральных дельтовых отложений; 3 — Области развития авандельтовых осадков, перекрывающих морские отложения верхнего сармата; 4 — Прибрежные участки суши периодически заливавшиеся морем; 5 — пески; 6 — пески с прослоями глины (до 15%); 7 — чередование песков и глины, содержание которых в разрезе примерно одинаково; 8 — глины с прослоями песка (до 15%); 9 — глины; 10 — глины с прослоями конгломератов и песка; 11 — прослой известняка-ракушечника; 12 — направление сноса обломочного материала; 13 — предполагаемое положение береговой линии; 14 — границы пост-плиоценового размыва верхнесарматских отложений; 15 — линии равных мощностей

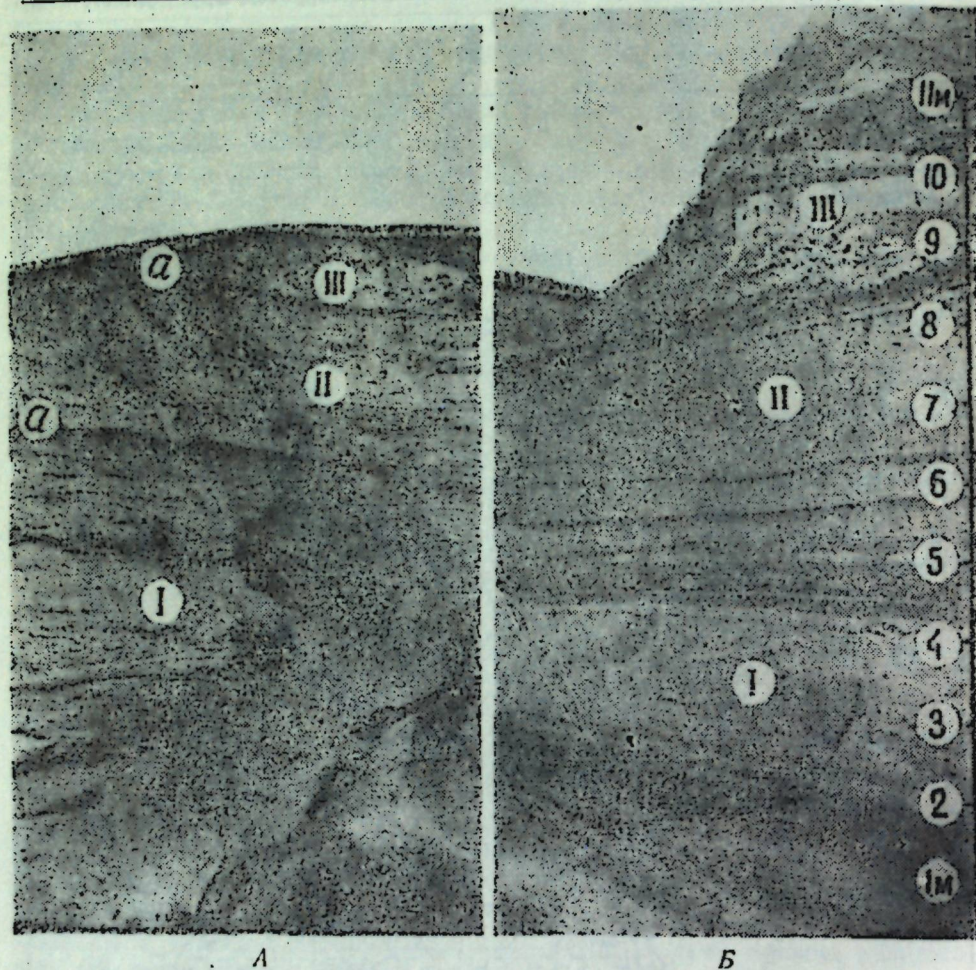


Рис. 2. (Фото). Ритмичное строение верхнесарматских континентальных отложений. А — русловый аллювий; а — размытая поверхность верхней части ритмов (глина). Село Дахнович. Б — озерно-пойменные отложения. Село Фалешты

Исходя из литологического состава пород, характера слоистости особенностей фауны и площадного распространения этих осадков, мы приходим к выводу, что эти образования связаны с наземными отложениями рукавов и протоков палеodelты. Благодаря боковой миграции дельт эти осадки сплошным плащом покрыли центральные районы междуречья. Судя по направлению косой слоистости, обломочный материал привносился с северо-запада. Привнос материала с северо-запада подтверждается также уменьшением зернистости осадков с СЗ на ЮВ.

Аналогами описанных выше отложений на территории УССР являются песчаные дельтовые образования, охарактеризованные унионами верхнесарматского возраста — *Unio subpartchi* Lask., *U. subhörnenski* Sinz., *Unio radiatodentatus* Sinz. и др. Они обнажаются в районе сел Гандрабурга, Ананьев, Сырово [13]. В Румынии (Центральное Молдавское плато) этим отложениям соответствует средняя часть «верхнего комплекса» — косослоистые пески с флорой верхнемиоценового возраста [14].

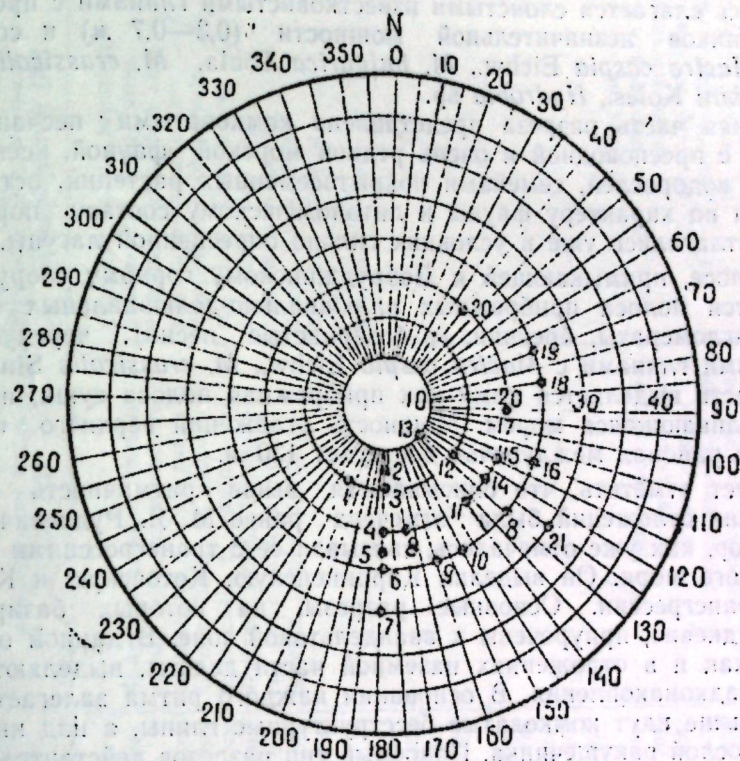


Рис. 3. Диаграмма косой слоистости континентальных отложений верхнего сармата. Господствующее направление косой слоистости южное и юго-восточное. Точки замеров косой слоистости: 1 — с. Кабаешты; 2 — с. Корнешты; 3 — с. Распопены; 4 — с. Речула; 5 — с. Бознены; 6 — с. Гура-Галбены; 7 — г. Калараш; 8 — с. Лозово; 9 — с. Шендрены; 10 — г. Котовск; 11 — с. Минжир; 12 — с. Волчице; 13 — с. Лапушна; 14 — с. Пересечино; 15 — с. Гырешты; 16 — с. Суслены; 17 — с. Логанешты; 18 — с. Сарата-Галбены; 19 — с. Исаково; 20 — с. Цыганешты; 21 — с. Резены

Южнее субаэральные отложения верхнего сармата переходят в авандельтовые осадки (см. рис. 1), характеризующиеся смешанной морской, пресноводной и наземной фауной (*Mastra caspia* Eichw., *U. subpartchi* Lask., кости млекопитающих). Описанная выше ритмичность сохраняется и здесь. Однако обломочный материал становится более мелкозернистый, а мощность глинистых пачек достигает 10—13 м. Часто над этими глинами здесь встречаются прослои ракушечников в 3—5 см мощности. Сложены они обычно раковинами верхнесарматских мактрин.

В результате последовательного наступления дельты в глубь моря и регрессии морского бассейна на юг, в южных частях центрального междуречья (Леовский, Чимишлийский, Каушанский районы МССР) авандельтовые осадки перекрывают морские отложения верхнего сармата. Авандельтовые осадки, в свою очередь, перекрываются субаэральными отложениями наземной дельты. При этом, нижнему ритму соответствуют морские, среднему авандельтовые, верхнему — субаэральные осадки.

В южных районах междуречья верхнесарматские отложения представлены морскими солоноватоводными осадками. Нижняя часть раз-

реза здесь слагается слонстыми известковистыми глинами с прослоями ракушечников незначительной мощности (0,3—0,7 м) и содержат фауну *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. naliukini* Koles., *Hydrobia* sp.

Верхняя часть разреза представлена комковатыми песчанистыми глинами с пресноводной и очень редкой морской фауной, сегониями харовых водорослей, семенами покрытосеменных растений, остракодами. Судя по характеру фауны и литологическому составу пород, эти осадки отлагались уже в условиях сильно опресненной лагуны.

В полосе, примыкающей к Добруджинскому горному сооружению, выделяется полоса прибрежных аллювиально-делювиальных отложений (конгломераты, брекчии, грубозернистые пески), чередующиеся с морскими глинами с *Maetra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz. Данная область выделяется нами как прибрежная полоса суши, периодически заливаемая морем. Мощность отложений верхнего сармата в южных районах междуречья достигает 130 м.

Следует отметить, что описываемая выше ритмичность верхнесарматских отложений была отмечена ранее М. Я. Рудкевичем [9]. Этот автор, как уже отмечалось, связывал ее с трансгрессиями верхнесарматского моря. Он выделил Карпиненскую, Котовскую и Каушанскую трансгрессии. Основные разрезы, на которых базировался М. Я. Рудкевич, приурочены к авандельтовой зоне. В данной области, так же как и в отложениях наземной части дельты, выделяются три ритма осадконакопления. В основании каждого ритма залегает пачка песков, выше идут комковатые бесструктурные глины, а над ними местами прослой ракушечника. Подобный тип разрезов действительно напоминает трансгрессивный цикл осадконакопления. Однако против трансгрессий верхнесарматского моря говорит ряд обстоятельств.

Во-первых, в разрезах верхнесарматских отложений южных районов междуречья, где все время сохранялся морской режим, наблюдается единый регрессивный цикл осадконакопления. Здесь в нижней части разрезов наблюдаются морские солоноватоводные осадки. В самой верхней части появляются лагунные и озерные отложения.

Во-вторых, в нижней части ритмов переходной зоны (пески) обычно наблюдается пресноводная фауна. Встречающаяся в песках морская фауна всегда в переотложенном состоянии.

В третьих, ритмичность, наблюдающаяся в авандельтовых отложениях, пространственно и генетически связана с ритмами наземных отложений дельты.

Проанализировав взаимоотношение отложений наземных частей дельты, авандельтовых и морских осадков верхнего сармата, мы пришли к иному выводу. Наблюдающуюся ритмичность верхнесарматских отложений можно связать с периодическими подъемами суши в Предкарпатье и прилегающих к нему областях. Понижение базиса эрозии за счет этих положительных движений способствовало интенсивному размыву пород области сноса. В условиях сильного мелководья прибрежной зоны и отсутствия приливно-отливных явлений в придельтовых участках происходило довольно быстрое накопление обломочного материала (глинистый гравий, песок). С прекращением поднятий и установлением в речной системе состояния близкого к профилю равновесия резко сокращается привнос обломочного материала. В это время в придельтовых участках отлагались глинистые пески, глины. Одновременно с этим, в результате боковой миграции рукавов дельты, в отдельных участках авандельты уменьшается или совсем прекращается приток пресных вод. Это создавало благоприятные

Корреляционная таблица верхнесарматских отложений Днестровско-Прутского междуречья

Ритм	Район Корд, междуречья Прут-Днестр	Карпиненский, Котовский, Бендерский, Каушанский районы МССР	Южная часть междуречья Прут-Днестр	Отложения верхнего сармата смежных районов	Румыния (Центральное молдавское плато) [14]
III	Отложения наземной части дельты: пески с <i>Unio</i> , <i>Helix</i> , костями <i>Hipparion</i> , <i>Dinotherium</i> , <i>Rinoceros</i> . В кровле ритма — прослой комковатых глин, в подошве — линзы и прослой глинисто-мергелистого галечника и гравия. 5—10 м — размыв	Отложения наземной части дельты: косослоистые пески с <i>Unio</i> , <i>Planorbis</i> , <i>Helix</i> и остатками <i>Mammalia</i> . В кровле ритма — комковатые бесструктурные глины с <i>Planorbis</i> , <i>Viviparus</i> 10—15 м — размыв	Отложения лагун и озер — комковатые, бесструктурные глины с пресноводной фауной <i>Planorbis</i> , <i>Limnaea</i> , остатками рыб, сегониями водорослей, семенами покрытосеменных, остракодами. Реже встречаются морские формы. 30—50 м. Морские солоноватоводные отложения — известковистые слонстые глины с прослойками ракушечника фауна <i>Maetra caspia</i> Eichw., <i>M. crassicolis</i> Sinz., <i>M. naliukini</i> Koles., <i>M. bulgarica</i> Toula, <i>M. naviculata</i> Baily, <i>Hydrobia</i> sp. Остракоды — <i>Cypridella littoralis</i> Br., <i>Cypr. punctata</i> Br., <i>Cythere plana</i> , <i>Cyt. nitronou</i> Schineid <i>Limnocythere</i> sp. Фораминиферы: <i>Rotalia beccari</i> , <i>Eiphtidium</i> sp. 40—80 м	Континентальные дельтово-песчано-глинистые отложения с <i>Unio subhornesi</i> Sinz., <i>U. subpartschii</i> Lask., <i>U. radiatodentatus</i> Sinz., <i>Viviparus novorossicus</i> Sinz., <i>Maetra caspia</i> Eichw.	Средняя часть, верхнего комплекса — континентальные, дельтовые дельтово-песчано-глинистые с флорой <i>Carpinus grandis</i> Heer, <i>Quercus robur-pliocenica</i> Sap., <i>Cortilus macquarrii</i> Forb., <i>Ulmus broningeri</i> Kow., <i>Pl. protokecki</i> Sap.
II	Отложения наземной части дельты: пески с пресноводной фауной и остатками <i>Mammalia</i> . В основании ритма — глинисто-мергелистый гравий и галечник, в кровле — прослой комковатых бесструктурных глин. 5—10 м — размыв	Авандельтовые отложения — пески, глинистые пески, глины с <i>Unio subpartschii</i> Lask., <i>Maetra caspia</i> Eichw., кости млекопитающих 10—15 м — размыв	Морские солоноватоводные отложения — глины с подчиненными прослоями песков и известняков с <i>Maetra caspia</i> Eichw., <i>M. bulgarica</i> Toula, <i>M. crassicolis</i> Sinz., <i>M. naliukini</i> Koles., <i>M. naviculata</i> Baily.	Морские солоноватоводные отложения — глинистые с ракушечником <i>Maetra caspia</i> var. <i>A. Paul</i> , <i>M. bulgarica</i> Toula, <i>M. bulgarica</i> var. <i>bisocensis</i> Sim., <i>M. orbiculata</i> Mac., <i>M. supernaviculata</i> Mac., <i>M. rostrata</i> Mac., <i>M. mingtrensis</i> Mac.	
I	Отложения наземной части дельты: пески с <i>Unio</i> sp. 5—10 м — размыв	Авандельтовые и мелководные морские отложения — глинистые пески и глины с <i>Maetra caspia</i> Eichw., <i>M. naliukini</i> Koles., <i>Unio subpartschii</i> Lask., <i>U. subrasarmatica</i> Lask.			

условия для развития морской солоноватоводной фауны. Здесь наряду с отложением глинистых песков и глин происходит накопление ракушечника. Благодаря этому, мы в современных верхнесарматских авандельтовых разрезах, наблюдаем явление «псевдотрансгрессии» [7]. В результате периодических подъемов суши в верхнем сармате описанный характер разреза закономерно повторяется.

Отмеченная выше ритмичность верхнесарматских отложений наблюдается на территории междуречья повсеместно, что дает возможность использовать ее для корреляции разрезов, приуроченных даже к различным литолого-фациальным зонам. Увязка разрезов верхнесарматских отложений различных литолого-фациальных зон междуречья и сопоставление их с верхнесарматскими отложениями соседних районов приведены в таблице.

Литолого-фациальные особенности среднесарматских отложений междуречья предопределялись геологической эволюцией юго-западной части Русской платформы.

К концу среднего сармата положительные движения в юго-западной части Русской платформы и Предкарпатском прогибе вызвали регрессию сарматского бассейна на юг. Этот регрессивный цикл продолжался и в верхнесарматское время. Береговая линия в период максимального развития верхнесарматского бассейна в центральной части междуречья проходила немного севернее сел Карманово, Трушен, Карпинен; на крайнем юге она достигала северного склона Добруджи.

Понижение базиса эрозии за счет положительных движений в Предкарпатье и юго-западной части Русской платформы вызвало интенсивную деятельность речных систем. Вслед за отодвигавшейся к югу береговой линией моря продвигаются и реки. С сформировавшегося в это время Карпатского горного сооружения и Предкарпатья интенсивно привносится обломочный материал. На юге областью сноса обломочного материала явилась Добруджа. Мелководность верхнесарматского бассейна, усиленный привнос обломочного материала, отсутствие приливо-отливных течений, медленная регрессия моря способствовали образованию в прибрежных частях бассейна обширных дельт. В низовьях эти дельты, сливаясь, образовали огромную аллювиальную равнину, занимавшую среднюю часть Центрального молдавского плато (Румыния), междуречье Прут—Днестр и юго-запад Украины. Периодические подъемы суши в Предкарпатье и прилегающих к нему областях вызвали соответственно интенсификацию речной деятельности, отражением которой является закономерная ритмичность аллювиальных отложений.

В связи с последовательным отступлением береговой линии и наступлением дельты в глубь моря в верхнесарматских отложениях наблюдается скольжение фаций с севера на юг: отложения наземной части дельты перекрывают авандельтовые осадки, а последние — морские отложения.

Наблюдающееся увеличение мощностей верхнесарматских отложений к югу междуречья (до 130 м) говорит о сохранении здесь на протяжении этого времени небольшого широтного прогиба. На востоке он соединялся с Причерноморской впадиной, на западе — с Валахской. По своему характеру он представлял пологую ложбину, в которой в первой половине верхнего сармата продолжали отлагаться морские осадки, а в конце сармата и в меотисе — озерно-лагунные и дельтовые отложения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов П. И. Южнорусские неогеновые отложения. Ч. II. Сарматский ярус. Избранные труды, т. I, Изд-во АН СССР, 1961.
2. Алексеев А. Заметка о новых буровых скважинах г. Аккерман. Одесса, 1908.
3. Выржиковский Р. Р. Геологический очерк АН СССР. «Вісник Українського відділу геологічного комітету», вып. 10, 1927.
4. Конькова П. П. О распространении фауны наземных позвоночных в верхнем миоцене МССР. «Известия Молдавского филиала АН СССР», № 10(43), 1957.
5. Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. II, JL, Изд-во АН СССР, 1935.
6. Ласкарев В. Д. Геологические наблюдения в окрестностях г. Тирасполя. «Записки Новороссийского общества естествоиспытателей», т. XXXIII, 1909.
7. Паливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2, Изд-во АН СССР, 1956.
8. Рухин Л. Б. Основы палеогеографии. Гостоптехиздат, JL, 1959.
9. Рудкевич М. Я. Некоторые особенности истории неогена западной части Причерноморской впадины. «Бюллетень Моск. об-ва испытателей природы», вып. 1, т. XXX, 1955.
10. Сухов И. М. Остатки ископаемых позвоночных в Бессарабии. Рукопись. Кишиневский краеведческий музей, 1955.
11. Хоменко П. П. Маотическая фауна с. Тараклия Бендерского уезда. «Труды Бессарабского общества естествоиспытателей и любителей естествознания», т. V, Кишинев, 1913.
12. Эберзин А. Г. Неоген Молдавской ССР. «Научные записки Молдавской научно-исследовательской базы АН СССР», т. I, 1948.
13. Яцко И. Я. Континентальные фации в верхнем неогене юга УССР и их униониды. Труды Одесского государственного университета, т. 149, серия геологических и географических наук, вып. 6, 1959.
14. Macarovică N. et Jeanrenaud P. Revue générale du Néogène de plateforme de la Moldavie. Analele științifice ale universității «Al. J. Cuza» din Iași. (serie nouă). Secțiunea II (Științe Naturale), t. 4, 1958.

А. П. ХУБКА

### ЛЕЖИМИТЭЦИЛЕ ПРИНЧИПАЛЕ ДЕ ФОРМАРЕ А ДЕПОЗИТЕЛОР САРМАЦИАНУЛУЙ СУПЕРИОР ДИНТРЕ НИСТРУ ШИ ПРУТ

Резумат

Депозителе сармацианулуй супериор сынт репрезентате прин депунерь континентале, транзитиве ши маритиме. Депозителе континентале сынт рэспындите ын партя централэ а подишулуй динтре. Нистру ши Прут ши репрезентате прин нисипурь делтаиче ку фосиле де апэ дулче. Спре суд ачесте депозите се ынлокуеск ку депунериле аванделтиче ши литорале. Ын партя де суд а републичий сынт дезволтате депозителе маритиме але сармацианулуй супериор.

Мишкэриле позитиве але пэрций де суд-вест а платформей Русе ау провокат спре сфыршитул вякулуй сармациян регрессия базиулуй сармацианулуй супериор спре суд. Коборыря трептатэ а базей де ерозие ын легэтурэ ку ачесте мишкэрь позитиве а адус ла интенсификаря периодикэ а активитэций флувиале. Карактерул ритмик ал депозителор сармациене супериоаре де фачиес делтанк есте о урмаре а ачестор мишкэрь.

Ын легэтурэ ку ретражеря трептатэ а линией цэрмулуй ши ыннантаря дэлтей ын ларгул мэрий ын депозителе сармациене супериоаре се обсервэ алунекаря фачиесурило де ла норд спре суд: депозителе дэлтей субаерале акоперэ депунериле аванделтей, яр ачестя сынт ашезате песте депунериле маритиме.



В. С. МАКАРЕСКУ, Б. С. СЛЮСАРЬ

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ НЕОГЕНОВОГО ПОКРОВА ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ БЕССАРАБИИ

Условия залегания неогеновых отложений юго-запада Бессарабии в общих чертах были освещены в основном в статьях А. Я. Эдельштейна [13 и др.]. Однако полученные за последние годы результаты картировочного, структурно-поискового и разведочного бурения позволили остановиться на деталях строения осадочного неогенового покрова и выяснить ряд интересных закономерностей в истории его формирования. Это поможет целенаправленным нефтепоисковым работам, ведущимся в настоящее время в низовьях левобережья р. Прута.

В тектоническом отношении исследуемая площадь представляет собой платформу, фундамент которой консолидировался и утратил свою пластичность в результате герцинского орогенеза [4]. Северная граница платформы, согласно А. В. Друмя [4] проходит в направлении с. Готешты — г. Болград — с. Суворово. По этой линии герциниды сочленяются с Русской платформой.

В вертикальном разрезе эпигерцинской платформы четко выделяются два обособленных геоструктурных этажа: фундамент и покров. Первый сложен дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими и триасовыми<sup>1</sup> породами, которые за Дунаем в пределах Румынской Народной Республики [14, 15] выходят на дневную поверхность. В строении верхнего структурного этажа принимают участие полого залегающие, относительно слабо дислоцированные юрские, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Ранее [8] было установлено, что юго-запад Бессарабии захватывает часть ядра и северо-восточное крыло Добруджского палеозойского антиклинория (рис. 1). Ядро антиклинория сложено плейчатými и гофрированными кварц-хлорито-серпичитовыми сланцами нижнекембрийского (?) возраста, а крыло — преимущественно черными карбонатно-углистыми сланцами силура и, возможно, образованиями девона и карбона [1, 5, 6, 7, 9, 13]. По глубине залегания фундамента эпигерцинской платформы выделяется несколько блоков [8], разделенных между собой разломами. Наши исследования касаются в основном второго блока (рис. 1, II), в пределах которого палеозойско-триасовые породы вскрыты на абсолютных отметках 380—610 м.

<sup>1</sup> Триасовые образования, по-видимому, занимают несколько обособленное положение: они менее метаморфизованы, чем палеозойские, и в их дислокации основную роль играют дизъюнктивы [2, 4, 11].

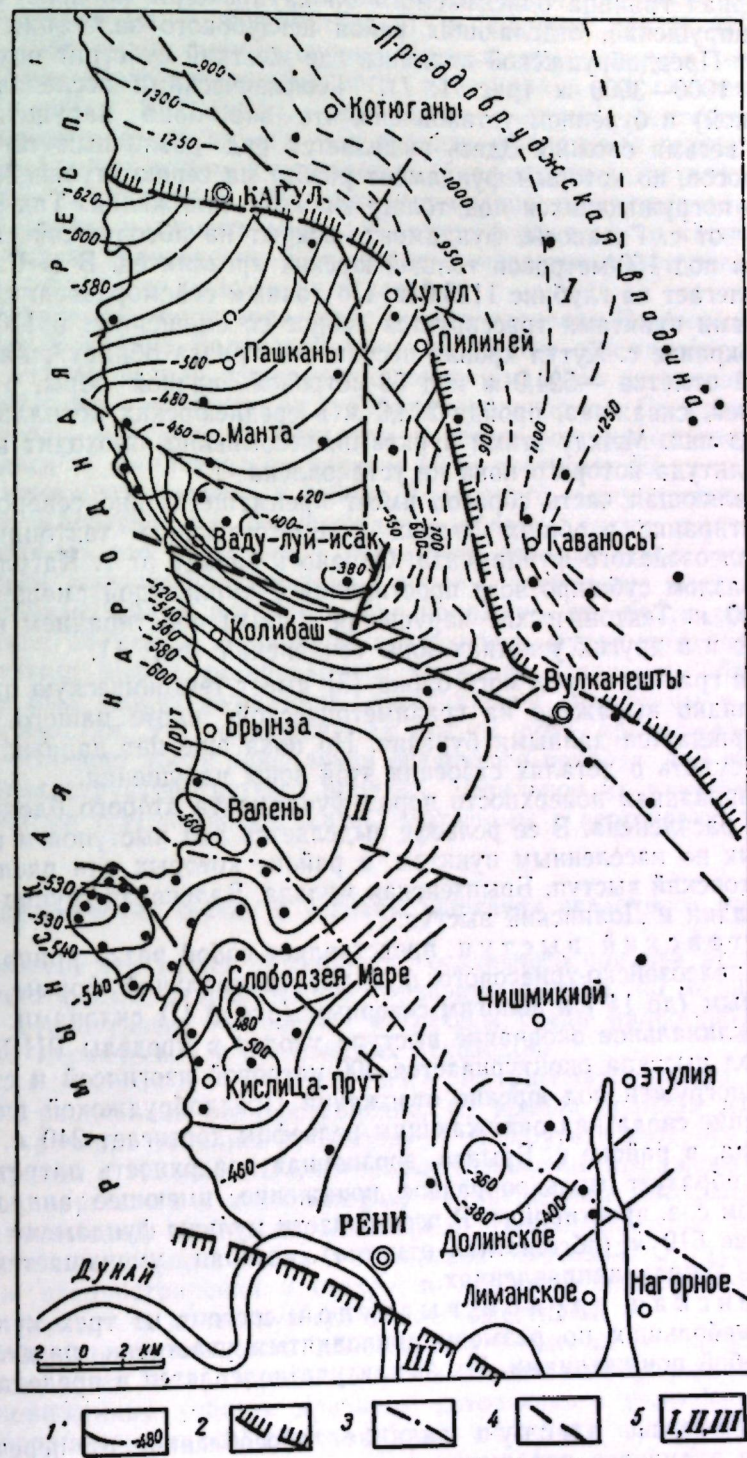


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта фундамента эпигерцинской платформы Бессарабии  
1 — изогипсы поверхности фундамента; 2 — основные зоны разломов; 3 — граница между ядром и северо-восточным крылом Добруджского антиклинория; 4 — локальные разломы; 5 — основные блоки фундамента. Примечание: черные кружки — скважины

Северная граница описываемого блока проходит по зоне тектонических нарушений, отделяющих район неглубокого залегания фундамента от Преддобруджской впадины, где жесткий субстрат опущен на глубину 1000—3000 м (рис. 1, 1). Геофизическими исследованиями (сейсмикой) и бурением установлено, что эта зона нарушений построена весьма сложно. Здесь выделяется ряд различных по амплитуде сбросов, по которым фундамент разбит на серию ступеней, неравномерно погружающихся под толщу юрских отложений. Так, в 3 км к западу от с. Гаваносы, фундамент вскрыт на абсолютной отметке —560,4 м под 150-метровой толщей юрских аргиллитов. В с. Гаваносы триас залегает на глубине 1123,0 м. По данным сейсморазведки, между описанными пунктами трассируется сброс со смещением в 110 м. На южной окраине с. Хутол кровля песчаников триаса обнаружена на абсолютной отметке —524,0 м под 58-метровой пачкой юры, а южнее с. Пилиней, скважина, пройдя 214,0 м в среднеюрских аргиллитах, не вышла из них. Между этими пунктами, несомненно, проходит нарушение, амплитуда которого пока не установлена.

Подавляющая часть сбросов имеет преимущественно северо-западное простирание, в общих чертах соответствующее тектоническому плану палеозойского фундамента. Однако к западу от г. Кагула установлен разлом субширотного простирания с амплитудой смещения порядка 600 м. Тектонические нарушения с иным простиранием выявлены также и в других участках зоны сочленения (рис. 1).

Южная граница изучаемого блока [8] имеет тектоническую природу. Это наглядно выражено на гравиметрической карте нашего района и подтверждается данными бурения. Но пока еще нет данных, позволяющих судить о деталях строения этой зоны нарушения.

Эродированная поверхность пород фундамента второго блока относительно расчленена. В ее рельефе выделяется ряд выступов и впадин, названных по населенным пунктам, в районе которых они расположены: Мантовский выступ, Брынзенская мульда, Валенская группа выступов и впадин и Долинский выступ.

Мантовский выступ представляет собой резко приподнятый участок палеозойско-триасового фундамента овальной формы с крутым южным (до 14°) и пологим северным (около 1°) склонами. Западное периклинальное окончание выступа уходит в пределы РНР. С востока свод выступа оконтуривается 400-метровой изогипсой и ступеневато погружен под юрские отложения Преддобруджской впадины. Превышение свода над окружающим рельефом достигает 240 м. К югу от выступа, в районе с. Брынза, эрозионная поверхность дотретичного рельефа образует мульдообразное понижение, имеющее аналогичное с выступом с.-з. простирание. В осевой части мульды фундамент вскрыт на глубине 610 м (абсолютная отметка), которая уменьшается в восточном и южном направлениях.

Валенская группа выступов состоит из трех куполообразных, небольших по размеру приподнятых участков, разделенных между собой понижениями. Их амплитуда колеблется в пределах 20—30 м.

Долинский выступ занимает обособленное от перечисленных выше элементов положение и отличается округлой формой. Его амплитуда равна 50 м.

Изучение данных бурения и геофизических исследований (в частности, сейсморазведки) в пределах второго блока позволило установить, что основная часть вышеописанных морфологических элементов фундамента имеет тектоно-эрозионное происхождение.

Так, по данным сейсморазведки, проведенной Молдавской сейсмической партией (Н. А. Кириченко, Л. Ф. Пелипас, Б. Н. Пасечник) в 1957—1958 гг. на южном склоне Мантовского выступа отчетливо фиксируется сброс северо-западного простирания со смещением порядка 50—90 м. В Припрутье зона этого разлома подсечена двумя скважинами: в одной из них — в породах фундамента вскрыта тектоническая брекчия видимой мощностью 15 м; вторая встретила жильное тело типа лампрофиров, прорывающее сильно перемятые сланцы силура. Разрывы незначительной амплитуды имеют место также на северном склоне Мантовского выступа, но недостаток фактического материала не позволяет описать их в деталях.

Тектонические нарушения известны и в пределах Валенской группы выступов. В районе Валенской луки по данным сейсморазведки установлен разлом в теле фундамента, меняющий свое простирание с северо-западного у р. Прута, на субмеридиональное у с. Слободзея-Маре. Аналогичные нарушения выявлены к северо-востоку от упомянутого села. Здесь их амплитуда по данным МОВ достигает 50 м.

Наличие дизъюнктивов в районе Долинского выступа пока не установлено. Вероятно, его происхождение обязано также тектонике, но не исключено, что он возник в результате избирательной эрозии, сохранившей плотные вулканогенные породы, слагающие выступ.

Указанные факты позволяют предположить, что почти все морфологические элементы эрозионной поверхности фундамента произошли в результате дифференцированного движения отдельных блоков, на которые был разбит фундамент эпигерцинской платформы в процессе своего развития. Эти подвижки, как увидим ниже, продолжались в период и особенно после накопления осадочного покрова, дав целый ряд локальных структур третьего порядка. Детальное их изучение проливает свет на тектоническую жизнь платформы в неогеновую эпоху.

#### Литологический состав и условия залегания осадочного покрова

В разрезе третичных образований осадочного покрова исследуемой части платформы, маркирующие горизонты, репера, по которым проведены структурные построения, встречены среди палеогеновых, сарматских, меотических и понтических отложений.

Палеогеновые отложения на рассматриваемой площади имеют ограниченное распространение; их южная граница извилистой линией проходит западнее г. Кагула от р. Прута и севернее сел Старые Кирганы и Пилиней. Палеогеновые отложения выражены песками, глинами, мергелями и известняками. Распределение литофаций и особенно мощностей крайне неравномерно. Непосредственно в зоне их выклинивания развиты пески с кремневой щебенкой. С удалением от границы распространения к северу, в разрезе палеогена появляются глины, мергели и далее нуммулитовые известняки.

Максимальная мощность палеогена в пределах изучаемой территории достигает 30 м. По-видимому, палеогеновые образования выполняют пониженные участки древнего, дотретичного рельефа. Установлено неравномерное воздымание кровли палеогена в северо-восточном направлении.

Нижнесарматские отложения развиты как к северу, так и к югу от Мантовского выступа. В сводовой его части они отсутствуют. Это объясняется тем, что в раннесарматское время Мантовский выступ возвышался над уровнем моря в виде полуострова [10]. К югу от выступа нижнесарматские отложения вскрыты в районе Брынзен-

ского мульдообразного понижения, где они залегают непосредственно на коре выветривания пород фундамента. Здесь они сложены толщей темно-серых, бесструктурных, жирных, углистых глин лагунного облика, мощность которых превышает 100 м вблизи с. Вулканешты. На северном склоне Мантовского выступа нижнесарматские отложения залегают на размытых породах фундамента, переходя севернее на кровлю палеогена. В строении толщи нижнего сармата этого района принимают участие плотные известняки, среди которых преобладают пелитоморфные разности. Мощность этой толщи неравномерно возрастает в северо-восточном направлении, достигая 90 м у с. Хутул.

Основным маркирующим горизонтом нижнего сармата является его кровля. Южнее выступа нижний сармат отделяется от среднего относительно легко. Севернее выступа кровля нижнего сармата, за некоторым исключением, совпадает с поверхностью известняков.

Условия залегания описываемых отложений наглядно выражены в таблице, где выбраны абсолютные отметки поверхности нижнего сармата для наиболее характерных пунктов исследуемой площади.

Пункты наблюдения (скважины)	Абсолютные отметки кровли нижнего сармата
с. Брынза . . . . .	-567,0
с. Вулканешты . . . . .	-411,0
5,5 км западнее с. Ст. Кирганы . . . . .	-524,0
с. Старые Кирганы . . . . .	-473,0
5,0 км к западу от с. Пилиней . . . . .	-403,0
Южная окраина с. Пилиней . . . . .	-382,5
7,0 км северо-западнее г. Кагула . . . . .	-586,0
5,0 км севернее г. Кагула . . . . .	-486,8

Как видно из приведенной таблицы, кровля нижнесарматских отложений падает в ю.-з. направлении. Угол ее наклона на участке с. Брынза—Вулканешты достигает 30'.

Севернее выступа, в зоне выклинивания известняков, кровля их залегает под углами, величина которых равномерно уменьшается с запада на восток от 30' вблизи р. Прута до 10' у с. Пилиней. Наконец, в северной части площади, вблизи г. Кагула, угол наклона кровли описываемых отложений не превышает 45', постепенно уменьшаясь в северо-восточном направлении до 20'.

Средний сармат на исследуемой территории распространен весьма широко и отличается значительной пестротой литологического состава. Среди отложений среднего сармата выделяются следующие три основных комплекса фаций, сопряженных между собой постепенными переходами.

1. Континентально-прибрежные фации развиты в виде полосы шириной до 3 км вдоль южной границы современного распространения среднесарматских отложений, проходящей несколько южнее сел Кислица-Прут и Лиманское. Представлены они пачкой пестроцветных галечниково-гравийно-песчаных образований, постепенно переходящих к северу в глинистые породы. Встречаются прослой бурого угля.

2. Мелководные морские отложения занимают площадь к северу от широты с. Слободзея-Маре до линии сел Пашканы—Хутул. В состав этих образований входят разнообразные известняки (существенно органогенные и оолитовые), мергели, глины и реже пески. При этом в районах возвышенностей древнего рельефа развиты органогенно-оолитовые известняки, среди которых отмечаются фораминиферовые (нубекулярные), водорослевые (иногда с рифогенной текстурой) и др.; на пониженных участках поверхности подстилающих пород распространены глинистые известняки, мергели и глины.

3. Сравнительно глубоководные отложения развиты севернее Мантовского выступа. Сложены они толщей карбонатных глин с редкими прослоями известняков. Для низов этой толщи характерны *Cryptomactra pesanseris* Andrus., *Cardium barbotti* (R. Hoern) и др.

Мощность среднесарматских отложений на исследуемой площади варьирует в довольно широких пределах, находясь в тесной зависимости от гипсометрии эрозионной поверхности подстилающих пород. Так, на своде Мантовского выступа мощность среднего сармата составляет всего 20—40 м, в то время, как в районе Брынзенской мульды ее значение превышает 160 м, а севернее выступа — более 200 м. В районе Валенских выступов мощность среднего сармата колеблется в пределах 90—160 м, постепенно уменьшаясь к югу.

Несмотря на такую невыдержанность литофаций и мощностей среднесарматского подъяруса, в результате последовательного сопоставления геолого-электрокаротажных разрезов, удалось выделить ряд маркирующих реперов. Эти реперы, в совокупности с другими данными, дали материал, позволяющий объективно судить об условиях залегания среднесарматских отложений на интересующей нас площади.

Основным опорным горизонтом для всей нашей площади является кровля среднесарматского подъяруса (репер I), совпадающая в зоне развития мелководных карбонатных отложений с поверхностью толщи известняков. На диаграммах электрического каротажа толща известняков характеризуется повышенным значением кажущегося электрического сопротивления и сильно расчлененной депрессией кривой естественного потенциала.

В зоне распространения относительно глубоководных образований кровля среднего сармата четко прослеживается фаунистически; среднесарматские глины по сравнению с верхнесарматскими более плотные и обладают специфической электрокаротажной характеристикой, выраженной стабильным значением кажущегося сопротивления, которому соответствует положительная аномалия кривой самопроизвольной поляризации.

Как видно из структурной карты (рис. 2), среднесарматские отложения моноклиально падают в юго-западном направлении под углом 25'—30'. Характерно при этом, что в пределах Преддобруджской впадины угол наклона кровли осадков среднего сармата более пологий (около 20'), чем в районе неглубокого залегания фундамента (второй блок).

В Припрутье конфигурация изогипс кровли носит более прихотливый характер. Здесь среднесарматская моноклиаль осложнена рядом структур третьего порядка. Одно из таких осложнений расположено в районе с. Ваду-луй-Исак. На этом участке на фоне моноклинали наблюдается довольно четко выраженная синклиальная складка, осевая линия которой находится почти в плоскости оси Мантовского выступа (рис. 2). Синклиаль имеет слегка асимметричное строение: южное ее крыло сравнительно крутое (1°10'), а северное — относительно пологое. Амплитуда синклинали составляет 35—40 м.

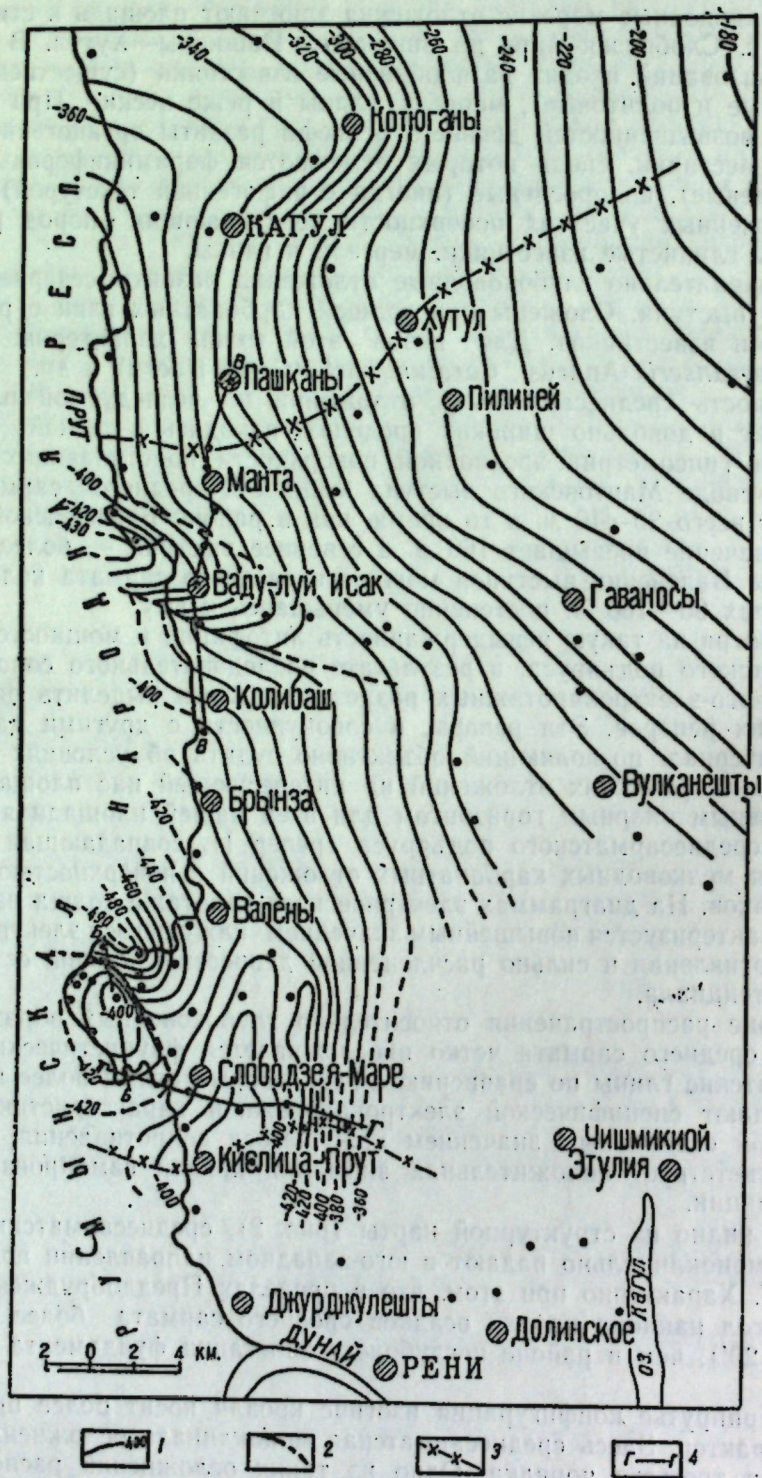


Рис. 2. Структурная карта кровли среднего сармата юго-западной части Молдавской ССР  
 1 — изогипсы кровли среднего сармата; 2 — тектонические нарушения; 3 — северная и южная границы распространения мелководных морских отложений; 4 — линии геологических разрезов

В районе Валенской луки по кровле среднего сармата вырисовывается пологая асимметричная брахискладка с.-з. простирания. С.-в. крыло складки отличается значительной крутизной (максимальный угол  $13^\circ$ ), в то время, как в пределах противоположного крыла и периклиналей среднесарматские слои падают под углом до  $1^\circ$ . С северо-востока Валенская антиклинальная складка сопряжена с синклиналью, основная часть которой, очевидно, расположена на территории РНР.

Кулисообразно к Валенской складке, восточнее с. Слободзея-Маре, расположен структурный нос субмеридионального простирания с амплитудой поднятия равной 25 м. Углы падения крыльев этой структуры почти равнозначны и составляют около  $1^\circ$ . Фациальное замещение известняков прибрежными осадками (и в связи с этим потеря маркирующих реперов) не дает возможности проследить южную периклиналь этой структуры.

Кроме опорного горизонта, в толще пород среднего сармата выделяется еще несколько реперов. Структурные построения по этим реперам полностью подтверждают приведенную выше картину и поэтому их описание здесь опущено.

Верхнесарматские отложения, в противоположность породам среднего сармата, характеризуются относительной выдержанностью фаций. Однако в их пространственном размещении намечается определенная зональность. Так, в южной части нашего участка развиты гравийно-галечниковые образования, постепенно замещающиеся к северу песчаными, затем глинистыми отложениями. Севернее с. Слободзея-Маре в низах верхнесарматского подъяруса присутствуют прослои раковинных известняков незначительной мощности.

В толще верхнего сармата выделяются два репера. При наших построениях принимался во внимание первый, электрокаротажный репер, приуроченный к подошве песчаного пласта и хорошо выделяющийся повышенным значением кажущегося сопротивления, депрессией кривой ПС и отрицательной аномалией на кривой гаммакаротажа. Несколько ниже по разрезу прослеживается второй репер, соответствующий смене бесструктурных, пятнистых глин слонистыми их разностями.

Структурная карта по первому опорному горизонту верхнего сармата принципиально не отличается от таковой среднего сармата. Верхнесарматские отложения также моноклинально падают в ю.-з. направлении. Мантовская синклиналь вырисовывается четко с сохранением тех же, что и для среднего сармата размеров и углов падения. По верхнесарматским отложениям Валенская складка отличается несколько более пологим падением слоев на с.-в. крыле (максимальный угол  $9^\circ 50'$ ) по сравнению с углами среднего сармата. Слободзейский структурный нос сохраняет свою конфигурацию и амплитуду.

Из сравнения вышеописанных структурных карт вытекает, что мощность верхнесарматских отложений выдерживается почти на всей исследуемой территории в пределах 70—100 м, увеличиваясь на северо-восточном крыле Валенской складки до 120 м.

Меотис. Меотические отложения на исследуемой площади представлены толщей бесструктурных, комковатых, пятнистых глин, чередующихся с подчиненными прослоями тонкозернистых песков и алевритов. В меотической озерно-лагунной толще трудно выделить характерные для всей площади репера, хотя на отдельных, наиболее изученных участках (Валенская и Мантовская разведочные площади), прослеживаются отдельные пачки песков, принятых нами во внимание при структурных построениях. Однако условия залегания меотических отложений наиболее полно можно установить по поведению кровли этих обра-

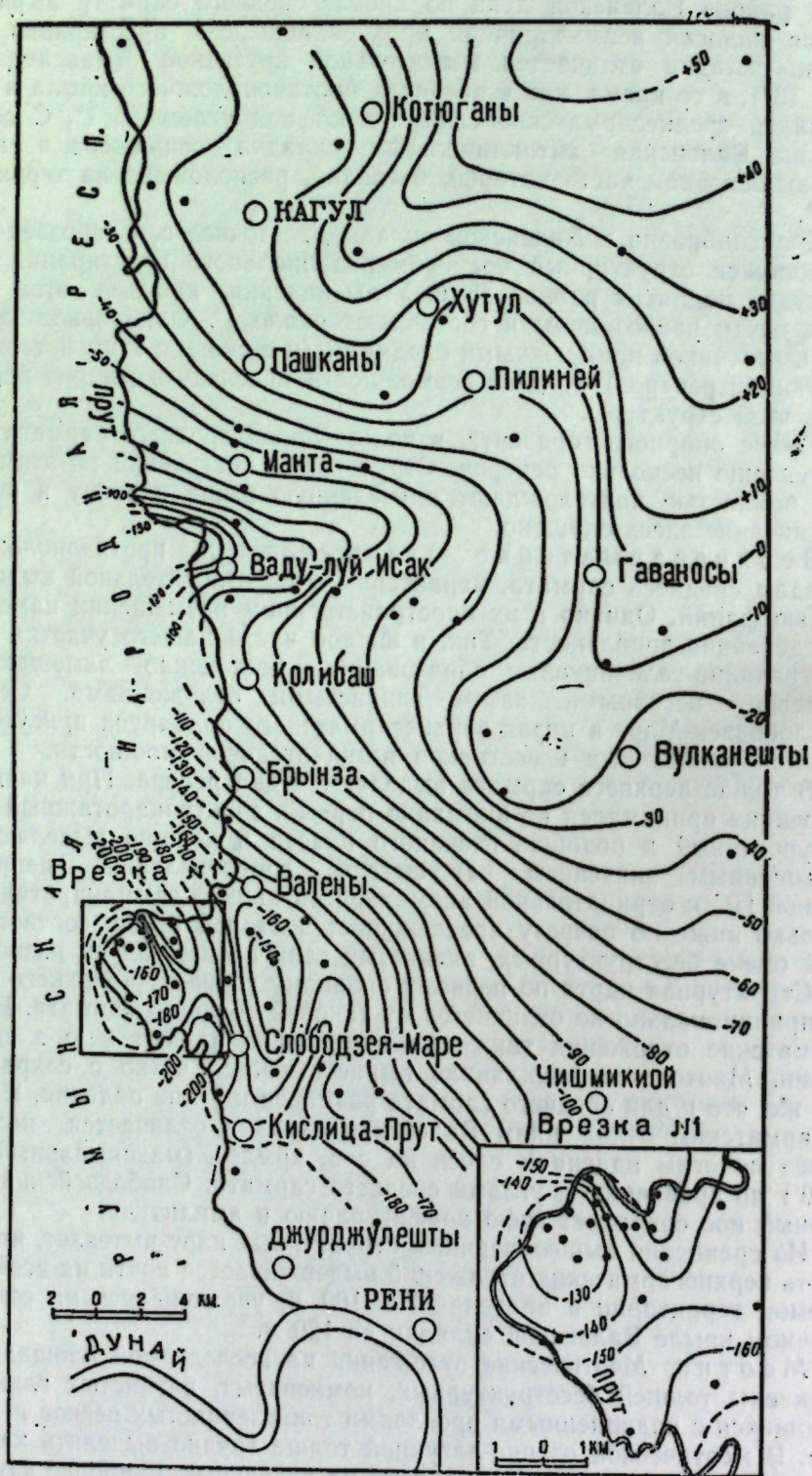


Рис. 3. Структурная карта поверхности мейотических отложений юго-западной части Молдавской ССР. Врезка № 1 — структурная карта кровли понтического известняка-ракушечника (Валенская складка)

зований, четко отбивающейся литологически от пепельно-серых, горизонтально-слоистых, песчаных глин понтического яруса.

Несмотря на то, что в конце мейотического времени существовал некоторый перерыв в осадконакоплении, структурный план поверхности мейотиса принципиальных различий со структурным планом нижележащих отложений не имеет. Все же, мейотическая моноклираль представляется более сложной в северо-восточной и восточной частях нашей площади (рис. 3). Конфигурация и углы падения Мантовской и Валенской структур остаются почти прежними. В современном структурном плане по кровле мейотиса Слободзейская структура представляется в виде брахискладки, сохраняющей субмеридиональное простирание и прежнюю амплитуду. Мощность мейотических отложений колеблется в пределах 140—170 м.

Понтические отложения наиболее полно представлены на участке Брынза—Рени и выражены новороссийским подъярусом. По мере удаления к северу и северо-востоку от упомянутого участка из разреза этого подъяруса выпадают верхние части и в долинах рек и оврагах обнажаются более древние его горизонты. В связи с этим выделение надежных маркирующих горизонтов для всей площади затруднительно. По-видимому, наиболее достоверным маркирующим горизонтом для понтических отложений нижнего Припрутья, является кровля известняка-ракушечника, который к северу от широты с. Колибаш фациально замещается пачкой голубовато-серых, песчаных, слоистых (иногда ленточных) глин. Как известняки, так и их аналоги легко выделяются на электрокаротажных диаграммах повышенным значением КС. Вообще понтические отложения всегда отличаются от нижележащих, мейотических, на диаграммах электро- и гамма-кароттажа, благодаря своему литологическому составу.

Структурная карта по кровле понтического репера (на юге — кровля ракушечника, на севере — песчаных глин) во многом повторяет элементы поверхности мейотиса, правда, в несколько сглаженном виде. Иными словами, отложения от поверхности мейотиса до кровли понтического репера выровняли поверхность мейотических образований. Углы наклона слоев в пределах нашей площади выражены примерно такими же величинами, что и углы залегания нижележащих отложений. Крылья Мантовской складки имеют несколько меньшие углы наклона, чем углы нижележащих слоев. Валенская складка по кровле понтического известняка-ракушечника (рис. 3, врезка), мало отличается от структуры по нижележащим отложениям, в частности, сарматским. Выдерживается с.-з. простирание и общая ее конфигурация; однако складка теряет свою резко выраженную асимметричность; наблюдаемую по более глубоким горизонтам и приобретает более пологие углы наклона на крыльях.

Слободзейская структура по понтическому реперу практически мало отличается от таковой, построенной по поверхности мейотиса.

Мощность понтических отложений увеличивается с севера на юг и варьирует в пределах 0—170 м, тесно зависящих в северной части площади от расчлененности современного рельефа.

Вышеуказанные континентальные образования левантинна имеют ограниченное распространение и литологически весьма не выдержаны. Учитывая результаты геологической съемки, проведенной в 1958—1959 гг. Кагульской геологосъемочной партией (Е. Ф. Трандафилова, А. И. Самсонов), можно предположить, что левантинские отложения участвуют в дислокации образований покрова.

### Структурные взаимоотношения осадочного покрова и складчатого основания

Из вышесказанного нетрудно заметить, что основные пликативные формы покрова тесно связаны с тектонно-эрозийными элементами фундамента. Так, к Мантовскому выступу приурочена синклиналиальная структура (рис. 4, профиль по линии ВВ); Валенская группа выступов и впадин отражается Валенской антиклинальной складкой (рис. 4, профиль по линии ББ) и Слободзейским структурным носом (рис. 4, профиль по ГГ).

Подобная зависимость структуры осадочного покрова от условий залегания складчатого основания вполне закономерна.

Древний рельеф фундамента, конечно, сыграл важную роль в седиментации сарматских осадков. В действительности на древних выступах развиты мелководные осадки (известняки, пески), тогда как в понижениях распространены сравнительно глубоководные отложения. Расчлененность досарматского субстрата существенно отразилась также и на распределении мощностей осадочных образований неогенового плаща, особенно сармата [10].

Однако приведенная выше картина условий залегания неогенового покрова, не может быть объяснима одними явлениями облекания. В случае облекания<sup>2</sup>, осадочная толща сармата, превышающая по мощности амплитуду расчлененности рельефа ложа, должна была выровнять его неровности, а вышележащие отложения меотиса, понта и левантина лежали бы практически горизонтально. Между тем, как это видно из прилагаемых профилей и карт, молодые отложения покрова, в частности понта, участвуют в дислокации осадочного неогенового плаща. Следовательно, окончательное оформление современного структурного плана покрова обязано тектоническим движениям, происшедшим после его образования. Режим и природу этих подвижек можно проследить при анализе эволюции наиболее характерных структур покрова — Валенской и Мантовской.

Детальная корреляция среднесарматских отложений позволила проследить в их толще две четко выделяющиеся пачки, давшие возможность подробнее осветить историю развития структур в среднесарматское время. Границей раздела этих двух пачек служит подошва слоя глин, мощностью 2,5—18 м, прослеживающаяся почти на всей исследуемой площади. Нижняя пачка характеризуется довольно пестрым литологическим составом и большой вариацией мощностей. Верхняя же, наоборот, литологически выдержанна и имеет постоянную (25—40 м) мощность.

Валенская складка. На рис. 5,А приведена серия палеогеологических профилей, характеризующих основные этапы развития Валенской структуры. В среднесарматское время (рис. 5,А, а, б), Валенская складка представляла собой типичную структуру облекания: мощности отложений в своде уменьшены, а на северном крыле — увеличены. Начиная с конца среднего сармата наблюдается резкое опускание участка, примыкающего к северо-восточному крылу, продолжавшееся, очевидно, в течение всего верхнесарматского времени, что нашло свое отражение в увеличении мощности верхнесарматских осадков на этом участке.

<sup>2</sup> Структуры облекания довольно широко распространены на платформах. Согласно Н. Ю. Успенской [12], они возникают без участия тектонических движений, в результате обволакивания (облекания) выступов фундамента, а также вследствие неравномерного уплотнения и оседания осадков над неровностями ложа. По мнению этого автора, подобные структурные формы правильнее называть структурами уплотнения.

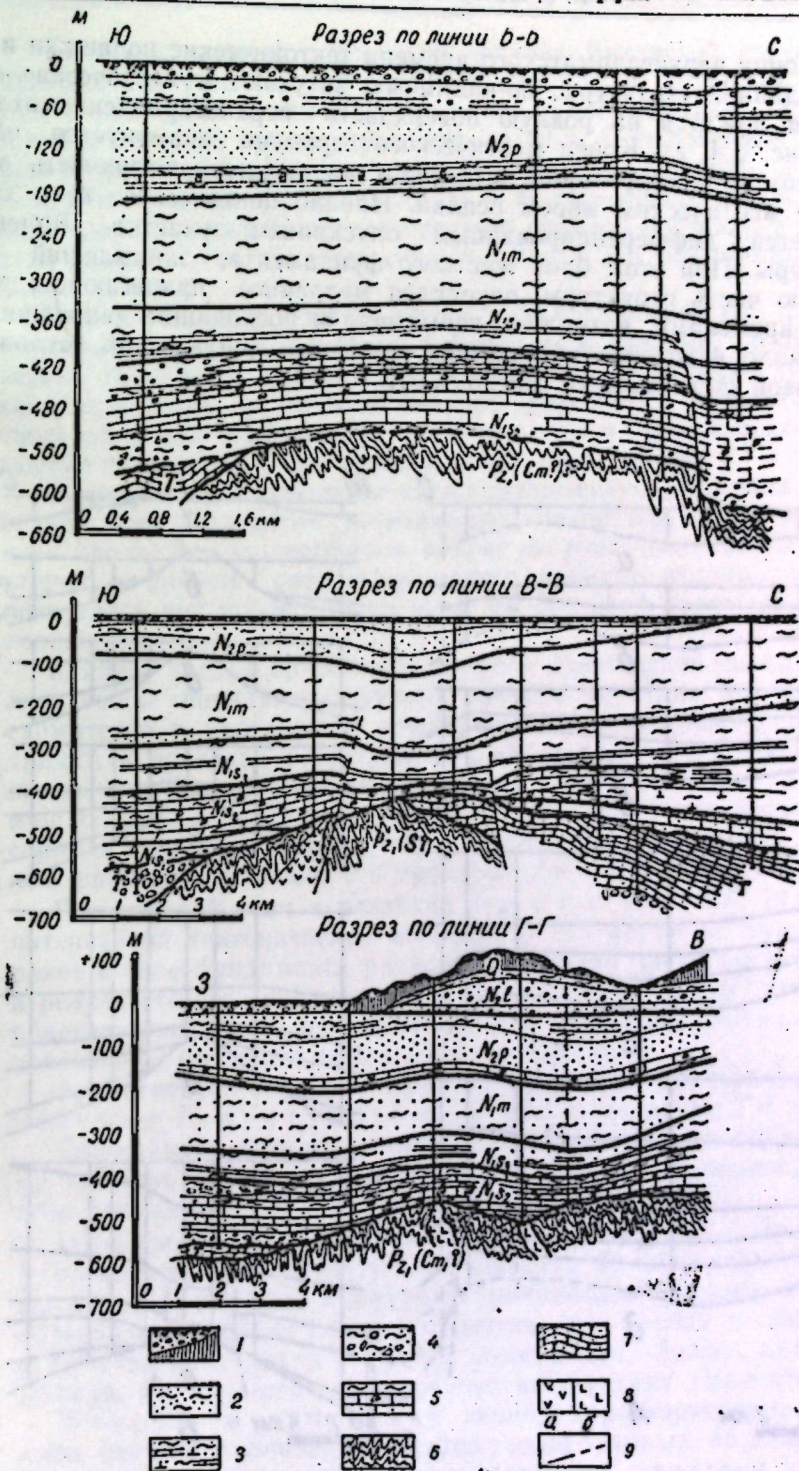


Рис. 4. Геологические разрезы основных структур осадочного покрова эпигерцинской платформы Дниестровско-Прутского междуречья. (Б-Б — Валенской, В-В — Мантовской, Г-Г — Слободзейской).

1 — почвенно-растительный слой, гравийно-галечниковые отложения и суглинки (четвертичные образования); 2 — глины песчаные; 3 — глины известковые с прослоями мергелей и известняков; 4 — глины с большим содержанием песчано-гравийно-галечникового материала; 5 — известняки глинистые, органогенно-оолитовые и песчаные; 6 — глинистые сланцы; 7 — песчаники и конгломераты; 8 — вулканогенные породы; 9 — лампрофиты; а — лампрофиты; б — габбро-диориты; в — кварцевые порфиры.

К концу верхнесарматского времени тектонические подвижки в пределах данной структуры, по-видимому, затухают и меотические образования ложатся на ровную поверхность верхнесарматских отложений (рис. 5, А, з). Конец меотического времени знаменуется общим подъемом всей территории, выведшим на дневную поверхность оставленные меотическим морем осадки. Начало понтического века характеризуется дифференцированным опусканием участка Валенской структуры. При этом блок жесткого фундамента, занимавший центральную часть структуры, опускался медленнее прилегающих участков, а временами; возможно, испытывал и восходящие движения. Это обусловило некоторое уменьшение мощности понтических отложений в сводовой части складки (рис. 5, А, д).

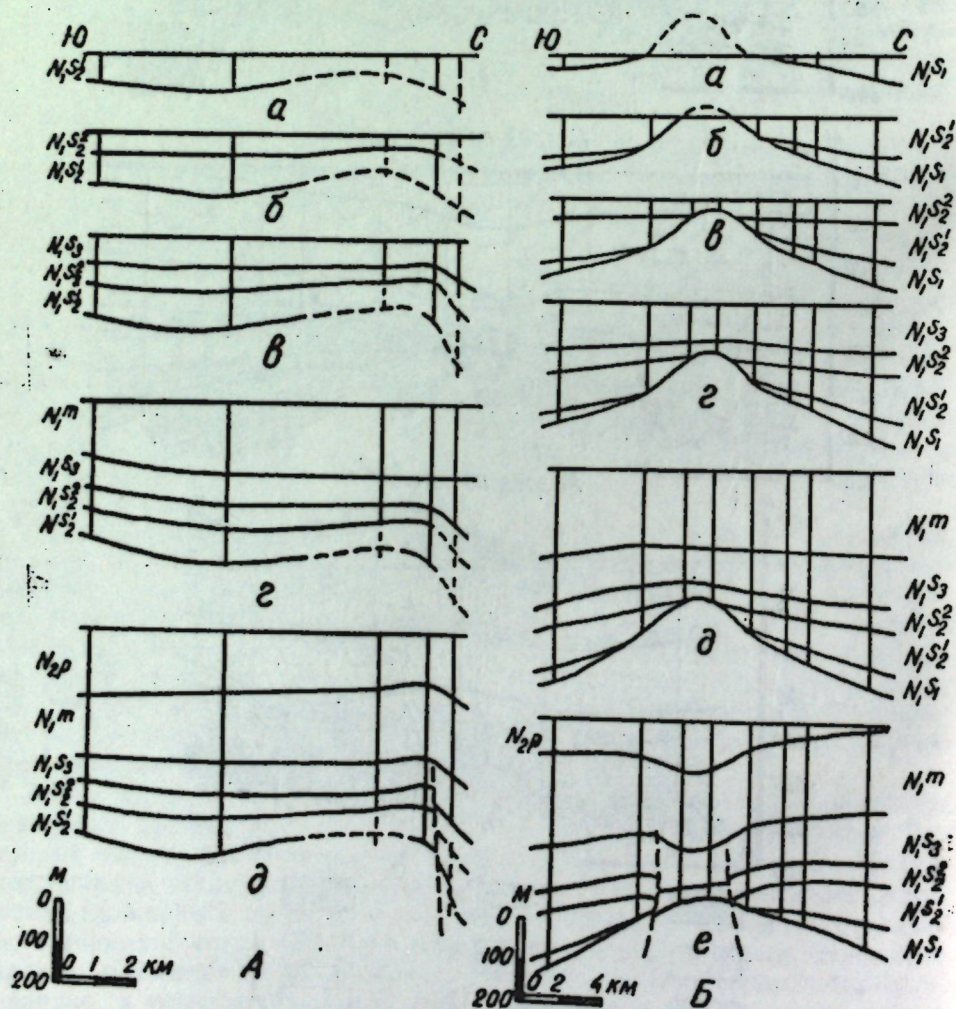


Рис. 5. Схема эволюции основных структур осадочного покрова эпигерцинской платформы Бессарабии.  
 А — этапы формирования Валенской складки: а — конец первой «половины» среднего сармата; б — конец среднего сармата; в — конец верхнего сармата; г — конец меотического времени; д — конец понтического времени.  
 Б — формирование Мантовской структуры: а — конец нижнего сармата; б — конец первой «половины» среднего сармата; в — конец среднего сармата; г — конец верхнего сармата; д — конец меотического времени; е — конец понтического времени

Анализ мощностей осадочного покрова Валенской структуры дает возможность установить суммарные амплитуды подвижек, происшедших в различные этапы формирования этой складки. Так, к концу сармата северное крыло опустилось на 40 м, в меотическое время дифференцированных подвижек как будто не происходило, а в понтическом веке — подвижка достигла 30 м. В современном плане амплитуда Валенской складки по кровле среднего сармата составляет около 70 м, а по поверхностям верхнего сармата, меотиса и понтическим ракушечникам до 30 м.

Мантовская структура. Палеогеологические профили, построенные вкрест простирания описываемой складки, позволяют детально проследить историю ее формирования. Наличие нижнесарматских отложений на склонах выступа фундамента и отсутствие их на сводовой части свидетельствует о том, что в нижнесарматское время выступ возвышался над уровнем моря (рис. 5, Б, а).

Трансгрессирующие воды среднесарматского бассейна на первой стадии своего развития, по-видимому, полностью не покрыли выступ, и он продолжал существовать в виде острова (рис. 5, Б, б). Лишь во второй «половине» среднесарматского времени выступ окончательно погрузился под уровень моря и на его сводовой части отлагались мелководные осадки.

К концу среднесарматского времени Мантовская складка представляла собой типичную структуру облекания (рис. 5, Б, в). В верхнесарматское и меотическое время ощутимых дифференцированных подвижек в пределах структуры не наблюдалось, и осадки, отложившиеся в это время, характеризуются сравнительно выдержанными мощностями. Правда, отмечается некоторое уменьшение мощности сармата и меотиса в своде, что обусловлено, по-видимому, неравномерным уплотнением осадков в процессе диагенеза (рис. 5, Б, г, д).

Понтический этап в развитии структуры (рис. 5, Б, е) знаменуется интенсивной тектонической жизнью. В это время по существовавшему ранее в теле фундамента разломам сводовая часть выступа «оседает», в результате чего осадочный покров западной части структуры приобретает синклиналиное строение. Это опускание сказалось также на увеличении мощности понтических отложений.

Аналогичную (в общих чертах) эволюцию претерпела Слободзейская структура (рис. 4, разрез по линии Г-Г).

Сопоставляя историю развития описанных выше структур не трудно заметить общую характерную для них закономерность, позволяющую установить три периода в их формировании.

Первый период охватывает сарматский век. На протяжении этого периода все структуры развивались на фоне общего погружения исследуемой площади и имели антиклинальные формы, обусловленные облеканием. Однако следует отметить, что наряду с общим погружением отдельные части структур испытывали более интенсивные подвижки, что привело к осложнению их строения (Валенская складка).

Второй, меотический период характеризуется отсутствием, либо слабым проявлением дифференцированных подвижек и основания структур реагируют на колебательные движения как единое целое тело.

Третий период. Завершение формирования структур произошло в плиоценовую эпоху. Тектонические движения, происшедшие в это время, в значительной степени изменили ранее существовавший структурный план осадочного покрова, придав ему те основные черты, которые мы наблюдаем в настоящее время.

Из вышесказанного следует, что основным фактором, контролирующим формирование современного структурного плана осадочного покрова эпигерцинской платформы явилась дифференцированная подвижка отдельных блоков, на которые раскололся древний фундамент в процессе своего развития. Эти подвижки, возобновлявшиеся на протяжении всего неогенового времени (и особенно в конце его), привели к образованию в осадочном покрове целого ряда флексуобразных нарушений, давших при благоприятных сочетаниях замкнутые структуры.

Необходимо указать на то, что часть осадочного покрова (средний сармат), будучи сложной в основном карбонатными породами, практически лишенной пластичности, вряд ли смогла бы без разрыва сплошности слоев реагировать на вертикальные движения блоков. Действительно, толща среднесарматских известняков на участках, где нами выявлены мобильные зоны фундамента, сплошь и рядом разбита системой разнонаправленных трещин<sup>3</sup>. Кроме того, ряд нарушений сарматского покрова в активных участках фиксируются и МОВ. Например, на северо-восточном крыле Валенской складки в теле известняков имеет место нарушение северо-западного простирания с амплитудой смещения порядка 30 м. Подобного же рода параклазы известны и в прикрьлевых участках Мантовской синклинали складки (зафиксированы КМПВ), а также в других местах. О тектонических подвижках весьма убедительно свидетельствуют обильные зеркала скольжения, наблюдаемые в толще сарматских, мезотических и понтических отложений. Наконец, по данным С. Т. Взуздаева [3], гидрогеологические наблюдения подтверждают наличие разрыва сплошности неогеновых отложений платформы: это видно из анализа карты гидроизопьез сарматских отложений юго-запада республики, указывающих на присутствие вертикальной разгрузки вод на исследуемом участке Припутья (район сел Манта—Валены).

Установив таким образом, что современный структурный план осадочного покрова окончательно оформился в конце плиоцена, представляется возможным высказать некоторые соображения о времени миграции нефти в описываемые структуры.

Предыдущими исследователями [3, 4] было высказано предположение, что нефть Валенского месторождения мигрировала из внешней зоны Предкарпатского прогиба. Как известно, время формирования того или иного месторождения определяется временем образования ловушки, способствующей концентрации и сохранению нефти и газа. Поскольку установлено, что Валенская брахискладка окончательно сформировалась в плиоценовое время, мы вправе допустить, что нефть мигрировала в нее поздно, — в конце третичного периода. Это подтверждается и тем, что именно к концу плиоценового времени толща сарматских известняков была разбита целой серией трещин, которые послужили, по-видимому, путями миграции флюидов. Наконец, в пользу поздней миграции Валенской нефти говорит и открытие в Правобережье р. Прута (территория РНР) месторождения Ласкэр-Катаржиу, где коллекторами являются мезотические породы.

\* \* \*

Совокупность приведенных выше данных по истории развития эпигерцинской платформы в неогеновое время и динамике формирования основных ее структурных форм позволяет сделать следующие выводы:

<sup>3</sup> К зоне трещиноватых известняков приурочена полная потеря циркуляции промывочной жидкости при бурении.

1. Пликативные и дизъюнктивные деформации неогенового покрова могут быть встречены только в пределах относительно неглубокого залегания жесткого фундамента, где дифференцированная подвижка отдельных блоков проявила себя наиболее резко. Район Преддобруджской впадины, где фундамент погружен на большую глубину, по-видимому, не имеет в неогеновом покрове резко выраженных структурных осложнений, поскольку мощная толща юрских отложений «амортизировала» небольшие, по амплитуде подвижки блоков.

2. Так как современный структурный план осадочного покрова исследуемого участка эпигерцинской платформы окончательно оформился в плиоценовое время, то надежным критерием в поисках локальных структур третьего порядка, представляющих интерес в отношении нефтегазосности, может быть детальный анализ условий залегания понтических отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аванесян Г. М. Геологическое развитие Молдавской депрессии. «Известия АН СССР», серия геол. 1954, № 1.
2. Бобринский В. М., Иванчук П. К. О возрасте толщ песчаников, подстилающей юрские отложения (Преддобруджский прогиб). «Известия Молдавского филиала Академии наук СССР», 1960, № 5(71).
3. Взуздаев С. Т. Подземные воды нижнесарматских и среднесарматских отложений южной части Днестровско—Прутского междуречья в связи с оценкой перспектив нефтегазосности. «Известия Молдавского филиала Академии наук СССР», 1961, № 6(84).
4. Друмя А. В. и др. Тектоническое районирование Молдавской ССР и юго-западной части Одесской области. «Известия Молдавского филиала Академии наук СССР», 1959, № 12(66).
5. Иванчук П. К. Геологическое строение юго-западного и южного Причерноморья. В кн.: Очерки по геологии СССР, т. 3, 1957.
6. Иванчук П. К., Эдельштейн А. Я. К вопросу газонефтеносности территории Молдавской ССР. «Геология нефти», 1958, № 12.
7. Корценштейн В. И. Верхнепалеозойские отложения юго-западной Бессарабии. «Доклады АН СССР», т. 85, № 4, 1952.
8. Макареску В. С. О тектоническом строении юго-запада Бессарабии. «Известия Молдавского филиала Академии наук СССР», 1960, № 5.
9. Панченко Д. Е. Про силурійські відклади на південно-західному крилі Преддобруджського крейдового прогину. «Доклады АН УРСР», 1955, № 3.
10. Слюсарь В. С. К истории геологического развития нижнего Припутья Молдавской ССР в сарматском веке. «Известия Молдавского филиала Академии наук СССР», 1961, № 6(84).
11. Сухаревич П. М. О распространении триасовых отложений в южной части Днестровско—Прутского междуречья «Ученые записки Кишиневского госуниверситета», т. 19 (геол.), 1955.
12. Успенская П. Ю. Некоторые закономерности нефтегазонакопления на платформах. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952.
13. Эдельштейн А. Я. К вопросу о тектоническом строении Преддобруджской впадины. «Известия высших учебных заведений (Геология и разведка)», 1959, № 1.
14. Murgoci G. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. «An. inst. geol. al României», vol. XIII. București, 1912.
15. Oncescu N. Geologia Republicii Populare Române. Ed. tehnică, București, 1959.



В. С. МАКАРЕСКУ, Б. С. СЛЮСАРЬ

## ПАРТИКУЛАРИТЭЦИЛЕ СТРУКТУРАЛЕ АЛЕ ЫНВЕЛИШУЛУИ СЕДИМЕНТАР АЛ ПЛАТФОРМЕИ ЕПИХЕРЧИНИЕНЕ ДИН ПРЕ ПРУТ ШИ НИСТРУ

### Резумат

Анализа релацинлор речипроче динтре фундаментул кутат палеозонк-триасик, презентат прин рочь метаморфизате де орижинэ терижено-вулканоженэ, ши етажул структурал супериор, формат дин рочь палеожене, сармациене, меоциене, понциене ши левантине слаб дислокате не дэ посибилитатя сэ констатэм, кэ планул контемпоран структурал-тектоник ал платформей с'а стабилизат ла сфыршитул ерей терциаре. Афарэ де аста с'а урмэрит еволюция структурилор принципале локале — Вэлень ши Манта, пе база кэрея ын дезволтаря платформей епихерчиние с'ау стабилиит трей етапе: сармацианэ, меоцианэ ши плиоченэ.

Ын ынкеере ауторий индикэ критерий, ку ажуторул кэроора пот фи стабилиите структуриле локале, каре презинтэ интерес ын привинца хидрокарбурилор.

Н. К. БУРГЕЛЯ

## ГЕЙЛАНДИТ ИЗ СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОЛДАВИИ

В фосфоритовых желваках, повсеместно развитых среди глауконитовых песков сеномана северного Приднестровья Молдавии установлен прежде не известный для этого района минерал, который по оптическим и кристаллографическим признакам относится к гейландиту.

До настоящего времени осадочный гейландит отмечался лишь немногими исследователями [1, 3, 6, 7], поэтому всякая новая находка этого минерала среди осадочных пород представляет большой интерес.

Глауконитовые пески с желваками фосфоритов слагают в низах сеномана небольшой по мощности (в среднем 0,5—1 м), но весьма выдержанный по своему простираннию горизонт, который в Приднестровье Молдавии прослеживается от с. Наславча — на севере до с. Грушки — на юге. Несколько южнее с. Грушки глауконитовый горизонт погружается под уровень Днестра и больше на дневную поверхность не появляется. На участке Мерешовка—Наславча в направлении с юго-востока на северо-запад наблюдается постепенное увеличение мощности этого горизонта от 2 до 6—8 м; здесь среди глауконитовых песков появляется прослой карбонатно-песчаного спонголита мощностью от 1 до 6 м. В основании глауконитового горизонта залегает тонкий (0,1—0,3 м) слой конгломерата, сложенный обломками пород из подстилающих сеноман палеозойских отложений (глинистых сланцев, алевролитов, песчаников).

Минералого-петрографический состав глауконитовых песков неоднороден. Наиболее пестрым составом отличаются глауконитовые пески района Мерешовка-Наславча, среди которых, наряду с главным породообразующим минералом — глауконитом, встречаются окатанные зерна кварца и полевого шпата, а также различные примеси, представленные спикулами губок, глобулярным опалом, карбонатным и глинистым материалом, фосфатизованными обломками древесины и фауны (зубов акул, шипов ежей, ядер моллюсков, копролитов). На участке от Наславчи до Мерешовки в нижней части глауконитового горизонта и в подстилающем его базальном конгломерате наблюдаются рассеянные включения окатанных шаров фосфорита (типа подолита) и их обломков, возникшие здесь в результате переотложения конкреций подолита из нижележащих палеозойских пород.

К юго-востоку от с. Мерешовки глауконитовые пески становятся существенно карбонатными, в то время как количество обломочного материала в них резко сокращается.

Вверх по разрезу глауконитовые пески сеномана обогащаются карбонатным материалом и постепенно сменяются известняками. Именно к карбонатным глауконитовым пескам верхней части глауконитового горизонта и приурочены скопления фосфоритовых желваков; в нижней

же части этого горизонта фосфоритовые желваки встречаются значительно реже в виде рассеянных включений.

Почти во всех фосфоритовых желваках можно наблюдать кристаллические образования гейландита, выполняющие мелкие полости (рис. 1, а) или инкрустирующие стенки более крупных полостей. Кроме того, в шлифах из желваков фосфорита были обнаружены трещины, залеченные гейландитом (рис. 1, в), а также псевдоморфные образования этого минерала по мелким остаткам кремневых организмов, главным образом спикул губок (рис. 2). Следует отметить, что гейландит в полостях и трещинах среди фосфоритов часто ассоциирует с марказитом (рис. 1, б, 1, в), в котором он иногда наблюдается в виде пойкилитовых включений (рис. 1, б), что свидетельствует о более позднем периоде формирования сульфидного железа.

Гейландит представлен обычно агрегатами из очень мелких (0,1—0,5 мм) кристалликов, реже можно видеть его в виде друз из 2—3 идиоморфных кристаллов или отдельных монокристаллов размером не более 0,5 мм. Друзы и монокристаллы этого минерала были встречены только на стенках более крупных полостей среди фосфоритовых желваков, а в ряде случаев также на стенках зияющих трещин среди шаров и обломков подолита из базального конгломерата сеномана. Монокристаллы обладают ясно выраженным таблитчатым габитусом и довольно легко крошатся стальной иглой на тонкие пластинки по совершенной спайности. На плоскостях кристаллических граней под бинокляром наблюдается характерный стеклянный блеск.

Кристаллические агрегаты и монокристаллы гейландита окрашены, как правило, в желтовато-бурый цвет. Под микроскопом в иммерсионных препаратах удалось выяснить, что желтовато-бурый цвет минерала обусловлен пленочкой из тончайших волокон окиси железа (гематита?); ориентированных параллельно граням его кристаллов, которая при скрещенных николях обладает интерференционной окраской высших порядков. Эта пленочка мешает определению показателей преломления минерала. Поэтому кристаллы, отобранные для иммерсионных измерений, были предварительно обработаны 3%-ной соляной кислотой в течение 1—2 мин. После такой обработки кристаллы исследуемого минерала стали почти совершенно бесцветными и прозрачными.

В иммерсионных препаратах были измерены показатели преломления только для  $N_m$  и  $N_p$ . Определения других оптических констант производились на федоровском столике с помощью компенсатора Бе-

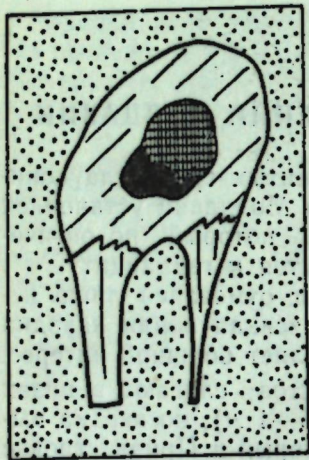


Рис. 2. Зарисовка псевдоморфоз гейландита по спикулам кремневых губок, включенных в желваках фосфорита. Условные обозначения: мелкий пунктир — вмещающая фосфатная масса; мелкоклеточная штриховка — глаукоцит; черное — окислы железа; параллельная штриховка — направление трещины спайности в кристаллах гейландита, увеличение 300

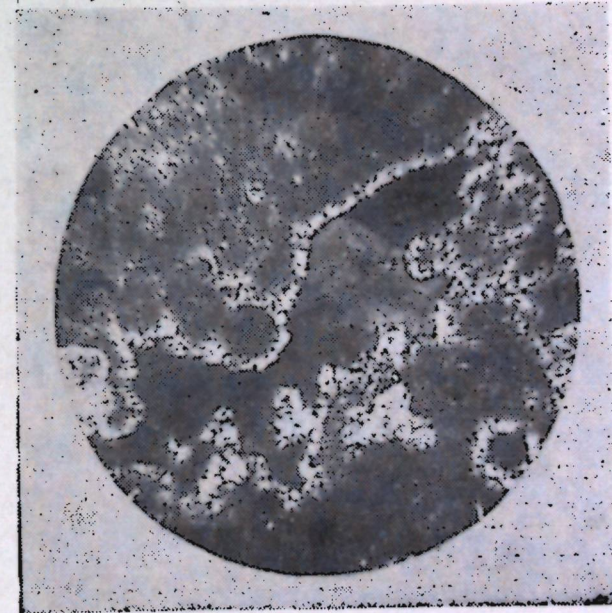
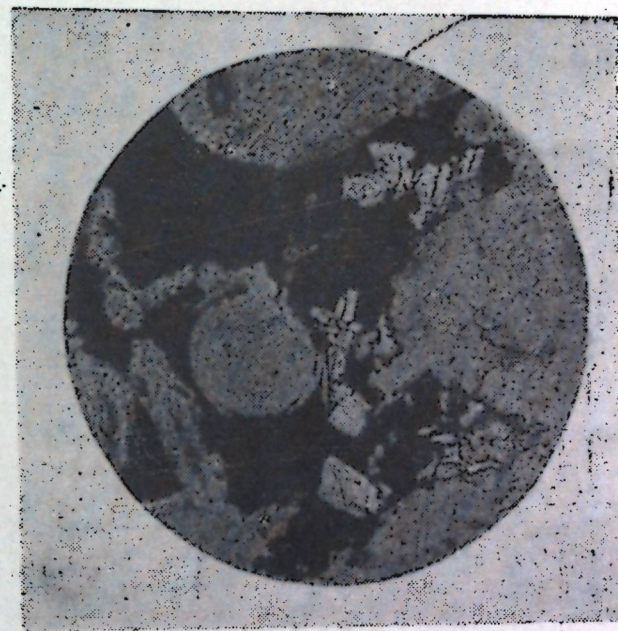


Рис. 1.

а — Кристаллы гейландита (черное и темно-серое) в полости желвакового фосфорита. Стенки полости выстланы тонковолокнистыми выделениями вторичного фосфата (белое). Николь скрещены, увеличение 100  
б — Полость в желваковом фосфорите, выполненная марказитом (черное) с пойкилитовыми включениями гейландита (белое). Без анализатора, увеличение 100

река. Оптические свойства минерала таковы:  $N_g = 1,492$ ;  $N_m \approx N_p = 1,490$  (в монохроматическом желтом свете с  $\lambda = 589 \text{ м}\mu$ );  $N_g - N_p = 0,002$ . Угол оптических осей ( $2V$ ) положительный и у большинства измеренных кристаллов колеблется от  $52^\circ$  до  $56^\circ$ . Дисперсия оптических осей, наблюдаемая в коноскопической фигуре, характеризуется как  $g > v$  и обычно выражена довольно отчетливо.

Исследования дисперсии ( $2V$ ) на федоровском столике в монохроматических фильтрах дали для ряда кристаллов следующие результаты:

в красном свете с  $\lambda = 620 \text{ м}\mu$ ,  $2V = 54^\circ - 58^\circ$ ;  
в желтом свете с  $\lambda = 589 \text{ м}\mu$ ,  $2V = 52^\circ - 54^\circ$ ;  
в синем свете с  $\lambda = 486 \text{ м}\mu$ ,  $2V = 50^\circ - 52^\circ$ .

Измерения на двукружном отражательном гониометре типа ГД-1 позволили установить сферические координаты для следующих граней:

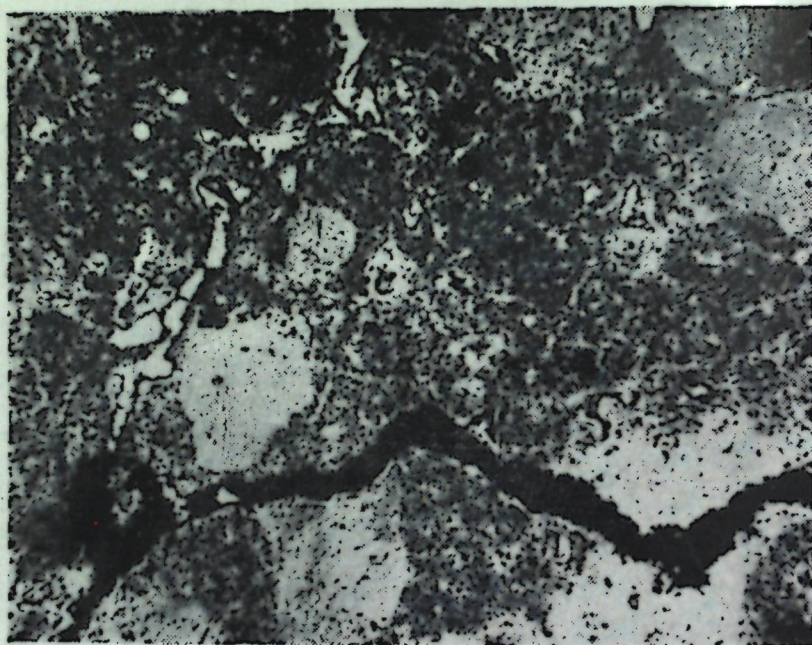
(001)  $\varphi = 90^\circ$   $\rho = 2^\circ$ ;  
(010)  $\varphi = 0^\circ$   $\rho = 90^\circ$ ;  
(110)  $\varphi = 66^\circ 23'$   $\rho = 90^\circ$ ;  
( $\bar{1}\bar{1}0$ )  $\varphi = 66^\circ 57'$   $\rho = 90^\circ$ ;  
(201)  $\varphi = 90^\circ$   $\rho = 66^\circ 30'$ ;  
( $20\bar{1}$ )  $\varphi = 90^\circ$   $\rho = 66^\circ 30'$ .

После составления соответствующих стереографических проекций на сетке Вульфа определились также величины углов между кристаллографическими гранями, которые почти полностью совпадают с данными, приведенными у Дана и Джильберта для гейландита (табл. 1).

Таблица 1

Гейландит (по Дана)	Аутигенный гейландит из нижнемоценовых песчаников Калифорнии [по Джильберту, 1948]	Гейландит из сеноманских отложений Молдавии
(001) $\wedge$ (201) $64^\circ$	63 64 63 63	$64^\circ 30'$
(001) $\wedge$ ( $20\bar{1}$ ) $114^\circ$	114 113 114 112	$68^\circ 30'$ ( $111^\circ 30'$ )
(001) $\wedge$ (110) } $89^\circ$	88,89 88,87 88,89 88	$88^\circ$
(001) $\wedge$ ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) }		
(110) $\wedge$ ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) $44^\circ$	45 45 43 45	$46^\circ$
(201) $\wedge$ ( $20\bar{1}$ ) $50^\circ$	50 49 51 49	$47^\circ$
(201) $\wedge$ (110) } $33^\circ$	32,34 32 32,34 32,34	$32^\circ 30'$
(201) $\wedge$ ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) }		
( $20\bar{1}$ ) $\wedge$ (110) } $33^\circ$	32,35 32,35 31,32 31,34	$32^\circ 30'$
( $20\bar{1}$ ) $\wedge$ ( $\bar{1}\bar{1}0$ ) }		
Угол $\beta = 88\frac{1}{2}$	88 $86\frac{1}{2}$ 88 88	$88^\circ 30'$

Примечание: кристаллографические углы гейландита по Дана заимствованы из работы Джильберта [6].



в — Трещины среди желвакового фосфорита, выполненные гейландитом (белое) и марказитом (черное), без анализатора, увеличение 100

Вычерченный кристалл (рис. 3) по своему габитусу совершенно идентичен изображенному Джилбертом [6] кристаллу гейландита: тот же таблитчатый характер, обусловленный развитием пинакоида (010), на место пинакоидальной грани (100) кристалла наблюдается усложнение его формы теми же кристаллографическими гранями (110), (110), (201) и (201), те же угловые величины устанавливаются между гранями.

Таким образом, оптические свойства и морфологические признаки кристаллов исследуемого минерала не оставляют никакого сомнения в его принадлежности к цеолитам типа гейландита.

Среди изученных кристаллов гейландита встречаются как относительно изометричные по [001] и [100], так и с удлиненным габитусом вдоль [001], либо вдоль [100]. Чаще всего приходилось видеть сильно сплюснутые по (010) с удлиненным вдоль оси [001] габитусом кристаллы (фиг. 3а), для которых было характерно также относительно равномерное развитие форм (110), (110), (201) и (201); ребро [001] между гранями (110) и (110) у этих кристаллов, как правило, всегда выступает в виде четко выраженного кристаллографического элемента. У кристаллов же удлиненных вдоль оси [100] (рис. 3, б), упомянутые только что формы развиты неравномерно, причем наблюдается резкое увеличение форм (201) и (201) за счет форм (110) и (110), размеры которых сокращаются до едва заметных под микроскопом граней; при этом соответственно уменьшается и длина ребра [001], которое у кристаллов гейландита с наиболее развитыми гранями (201) и (201) сходит на нет.

Совершенная спайность по (010) и сильный перламутровый блеск на плоскостях этой спайности придают описываемому гейландиту облик слюдоподобного минерала.

Следует отметить, что нередко попадаются кристаллы гейландита, у которых грани второго пинакоида сильно искривлены так, что имеют корытообразную форму, расширяющуюся к граням (110) и (110) по оси [010].

Ориентировка оптической индикатрисы в кристаллах гейландита в основном аналогична таковой для гейландита из продуктивной толщи Азербайджана, описанного А. Г. Косовской [4]: плоскость оптических осей перпендикулярна к (010) и меняет свое положение таким образом, что в одних случаях она  $\parallel$  (100), а в других —  $\parallel$  (001); соответственно в одних кристаллах Nm совпадает с кристаллографической осью [001], в других — с этой же осью совпадает Np. Острая биссектриса Ng перпендикулярна к (010).

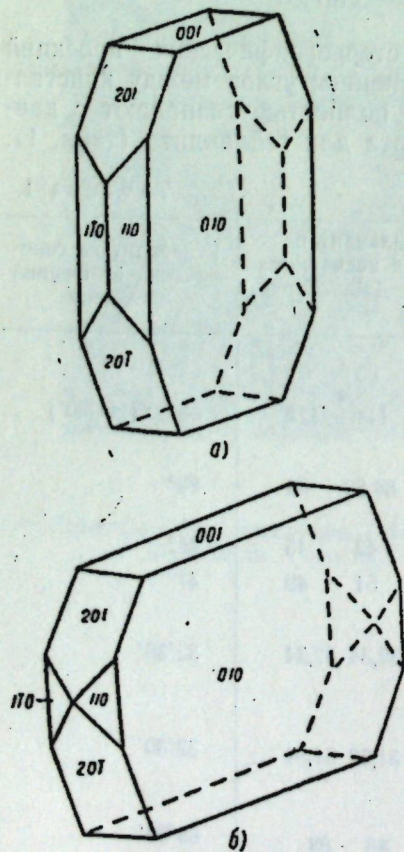


Рис. 3. Облик кристаллов гейландита: а — кристалл удлиненный по [001]; б — кристалл удлиненный по [100].

По данным Джилберта [6] в кристаллах гейландита из нижнемиоценовых песчаников Калифорнии острая биссектриса Ng также  $\perp$  к (010), но  $Nm : c = 8^\circ - 10^\circ$ , а  $Np : a = 10^\circ - 12^\circ$ .

Однако по другим оптическим свойствам гейландит из сеноманских отложений Молдавии несколько отличается от описанных в литературе гейландитов из осадочных пород (табл. 2).

Таблица 2

Оптические свойства	Гейландит из нижнемиоценовых песчаников Калифорнии [6]	Гейландит из продуктивной толщи Азербайджана [4]	Гейландит из нижнеюрских конгломератов-песчаных отложений Вилюйской впадины [1]	Гейландит из сеноманских отложений Молдавии
Ng	—	1,496	} 1,490	1,492
Nm	.	—		} 1,490
Np	$1,480 \pm 0,003$	1,488	—	
Ng—Np	около 0,007	0,008	—	0,002
2V	Положительный 75—80°	Отрицательный 10—20°	Положительный 30°	Положительный 52—56°

Показатели преломления и двулучепреломление молдавского гейландита очень близки к таковым, приведенным Винчеллом [2] для гейландита богатого кремнеземом (61,83% SiO<sub>2</sub>), у которого  $Ng = 1,488 - 1,489$ ,  $Nm = Np = 1,487 - 1,488$ ,  $Ng - Np = 0,001$ . У нас не было достаточно материала для того, чтобы сделать химический анализ исследуемого минерала, поэтому на основании приведенного здесь сопоставления оптических свойств можно предположительно отнести его к разновидности гейландита богатой кремнеземом.

Все исследователи, изучавшие гейландиты из осадочных пород [1, 3—7], связывают его образование с процессами изменения вулканогенного материала, обычно присутствующего в этих породах в виде обломков.

В сеноманских отложениях Молдавии, и в частности в глауконитовых песках, слагающих низы сеномана, вулканогенный материал отсутствует. С другой стороны, исключается возможность какой-либо гидротермальной деятельности, с которой можно было бы связать генезис описываемого гейландита, так как нигде на территории Молдавии магматизм не проявлялся ни в сеномане, ни в постсеноманское время.

Гейландит в этих отложениях является продуктом диагенетических процессов, происшедших в осадке, сложенном глауконитово-кварцево-полевошпатовым песком с примесью аморфного кремнезема (спикулы кремневых губок, глобулярный опал), карбонатно-глинистого материала и фосфата (в виде обломочных зерен подолита, частью в растворенном состоянии).

Не вдаваясь в подробности всех весьма сложных явлений, имевших место в диагенезе, отметим лишь, что кристаллизация гейландита началась на определенной стадии диагенеза осадка, а именно, после формирования в нем желваков фосфорита. Это подтверждается приуроченностью гейландита к желвакам фосфоритов, среди которых он выполняет мелкие полости (рис. 1, а) и трещины (рис. 1, в) обычно в тесной ассоциации с марказитом (рис. 1, б—в).

Наблюдаемые в ряде случаев образования отдельных кристаллов гейландита по трещинам среди сферолитов подолита (переотложенных в низах сеномана из палеозойских пород) и их обломков, несомненно, относятся к той же генерации, что и гейландит из желваковых фосфоритов.

Надо полагать, что процесс кристаллизации гейландита происходил в условиях щелочной среды из растворов, возникших в связи с гальмиролизом полевых шпатов, единственных представителей терригенных алюмосиликатов, присутствующих в отложениях низов сеномана и несущих на себе следы диагенетического разложения. Большая часть  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$ , высвободившихся в результате гальмиролитического распада полевых шпатов, была израсходована еще в начале диагенеза на образование глауконита. Нереализованный при глауконоитообразовании остаток  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и  $Na_2O$  в дальнейшем сыграл существенную роль в кристаллизации гейландита. Кроме продуктов разложения полевых шпатов, в иловом растворе присутствовали также  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $SO_3$ , возможно, и другие компоненты.  $CaO$  участвовал в кристаллизации гейландита, а  $Fe_2O_3$  и  $SO_3$  выделились из илового раствора несколько позднее в виде гематита, а затем и марказита.

Таким образом, можно сделать вывод, что гейландит в сеноманских отложениях Молдавии является типичным аутигенным минералом, который выделился на определенном этапе диагенеза из щелочных растворов с высоким значением рН при относительно повышенном кислородном потенциале. В дальнейшем условия резко изменились в сторону понижения кислородного потенциала, что способствовало образованию сульфидного железа (марказита).

В заключение следует сказать, что не исключена возможность нахождения гейландита и за пределами Молдавии на смежной с ней территории Украины, где в сеноманских отложениях широко развиты глауконовые пески с желваками фосфоритов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевская М. Е. О некоторых новообразованиях в низах мезозойского комплекса юго-западной части Виллюйской впадины. В сб.: О вторичных изменениях осадочных пород. Труды ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
2. Винчелл А. П. Оптическая минералогия. Изд-во иностранной литературы, 1953.
3. Коссовская А. Г. О формах диагенетического растворения пироксенов из разрезов продуктивной толщи Азербайджана. «Доклады АН СССР», т. 79, № 4, 1951.
4. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глины продуктивной толщи Азербайджана. «Труды ИГН АН СССР», вып. 153, 1954.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Главнейшие аутигенные минералы и их диагностика в шпифах. В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. I, М., Гостеолиздат, 1957.
6. Gilbert C. M. a., Andrews M. C. Authigenic heulandite in sandstone Santa Cruz County, California. «Journ. Sediment. Petrology», vol. 18, N. 3, 1948.
7. Coombs D. S. The nature and alteration of some triassic sediments from Southland New Zealand. «Trans. Royal. soc. New Zealand», vol. 82, part 1, 1954.

Н. К. БУРГЕЛЯ

## ХОЙЛАНДИТУЛ ДИН ДЕПОЗИТЕЛЕ ЧЕНОМАНИЕНЕ АЛЕ МОЛДОВЕЙ

### Резумат

Ын партя де NE а Молдовей, ын конкрециуниле фосфоритиче, каре се гэсеск ын нисипуриле глаукоцитиче (ку аместек де кварц фелдспац ши рестурь де фосиле силичиоасе) дин база ченоманианулуй а фост дескоперит ун минерал некуноскут май ынаинте ын ачастэ режуине, форма кристалелор ши проприетэциле оптиче але кэруя кореспунд хойландитулуй (heulandit).

Хойландитул есте репрезентат, де обичей, прин агрегате де кристале, каре окупэ микроавитэць ши крэпэтурь ын конкрециуниле фосфоритиче. Май рар поате фи гэсит суб формэ де монокристале идиоморфе ши друзе але лор, каре инкрустяэ перещий кавитэцилор. Се ынтыл-неск деасеменя ши псевдоморфозе але хойландитулуй пе рестурь де фосиле силичиоасе, инклузе ын конкрециунь.

Ын мажоритатя казурилор хойландитул есте ынсоцит де марказитэ, ын каре ел апаре унеорь суб формэ де инклузиунь пойкилите, фапт каре ворбеште деспре формаря сулфурий де фер ынтр'о периоадэ ултерриорэ.

Хойландитул ын депозителе ченоманиене але Молдовей есте ун минерал ку карактер вэдит аутижен, каре с'а кристализат дин солущий алкалинэ (провените прин дескомпунеря халмиролитикэ а фелдспацилор) ынтр'ун медиу ку рН ши ун потенциал де оксидаре релатив ридикат. Прочесул де кристалizare а хойландитулуй с'а продуц ын уна дин етапеле де еволюцие диагенетикэ а седиментелор ченоманиене, май пречис, дупэ консолидаря конкрециунилор фосфоритиче. Ултерриор кондициуниле медиулуй с'ау скимбат бруск ын дирекция скэдерий потенциалулуй де оксидаре, фапт каре а контрибуит ла апаричия марказитей.

Г. ПЕТРЕСКУ, К. РАДУ  
(АН РНР)

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ ЗА ПЕРИОД 1901—1960 ГОДОВ

Для понятия сейсмичности долгое время не существовало количественного определения. По этой причине точки зрения сейсмологов по вопросам сейсмичности были различны. Картина эволюции главных идей в этом направлении дана в работе сейсмолога В. Карника «Новые сейсмические карты Чехословакии».

В комплексе научных работ Международного геофизического года и международного геофизического сотрудничества вопрос о сейсмичности нашей планеты приобрел особое значение. В настоящее время он разрешается посредством широкого сотрудничества геофизиков всего мира. Главное внимание при этом уделяется изучению сейсмичности и тектоники Европы, и созданию в связи с этим карт сейсмичности и сеймотектоники.

Вполне ясно, что в этих условиях появилась необходимость уточнить понятие о сейсмичности таким образом, чтобы оно стало общепринятым.

В рекомендации, разработанной советским проф. В. В. Белоусовым, направленной всем отделам сейсмической службы, уточняются следующие элементы, характеризующие сейсмичность какой-либо территории:

- 1) положение эпицентров;
- 2) энергия землетрясений;
- 3) повторяемость землетрясений различной балльности или, в случае отсутствия этих данных, указание энергии самого сильного землетрясения, наблюдаемого в изучаемой зоне.

В составе ЕСК работает подкомиссия по изучению сейсмичности Карпат, которую возглавляет сейсмолог В. Карник.

Румыния — страна с глубокими очагами землетрясений в районе гор Вранча. Для создания сейсмической карты и карты сеймотектоники Европы она представляет данные через свой сейсмический отдел.

В настоящей работе в краткой форме изложены главные результаты, полученные при изучении сейсмичности территории РНР.

В основу этой работы взят материал, представленный на Совещании сейсмологов в Бухаресте в октябре 1959 г. [1—4], а также выполненные после этого работы, из которых часть находится еще в рукописи [5—9].

В данной статье обращено внимание на три основных вопроса:

- А. Сейсмичность РНР на основании инструментальных данных.
- Б. Сейсмичность РНР на основании исторических данных.
- В. Карта сейсмического районирования РНР.

### А. Изучение сейсмичности на основании инструментальных данных

Инструментальные данные, касающиеся нашей страны в период 1901—1960 гг. разделим на две группы:

- 1) данные, относящиеся к периоду 1901—1934 гг., полученные на иностранных сейсмических станциях;
- 2) данные, относящиеся к периоду 1935—1960 гг., полученные на иностранных и румынских сейсмических станциях.

В настоящее время румынский сейсмический отдел состоит из Центральной сейсмической станции в Бухаресте, сейсмических станций в Кымпулунге, Бакэу, Фокшанах, Яссах и Тимишоаре.

На основании исследования ряда работ по специальности, составлена табл. 1 о данных, определяющих положение очагов или эпицентра для 129 землетрясений за период с 1901—1960 гг.

В табл. 1 приведена дата землетрясения, время возникновения  $H$ , положение очага ( $\phi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ ), область эпицентра, максимальная балльность  $I_0$  и магнитуда  $M$ .

На основании данных табл. 1 построена карта сейсмических областей на территории РНР.

На карте (рис. 1) выявлено 5 областей с эпицентрами: I — Банат, II — Кымпулунг Мусчел, III — Карпаты, IV — Румынская равнина, V — Черное море.

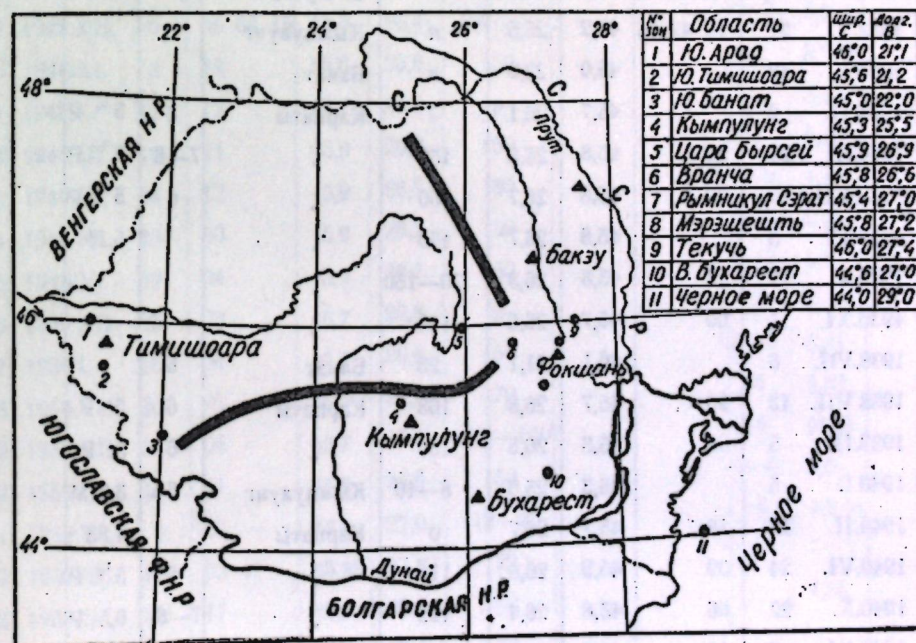


Рис. 1. Карта распределения эпицентров для периода 1901—1960 гг.

Теперь разберем кратко каждую область в отдельности.

I. Область Баната содержит следующие зоны эпицентров:

- 1) Зону Пернам [1], которая была выявлена на основании изучения землетрясения 8 июля 1938 г. с координатами очага:  $\phi = 46^\circ$  с. ш.,  $\lambda = 21^\circ$  в. д.,  $h = 25$  км.

Интенсивность колебаний достигала 6 баллов. После отмеченного случая очаг действовал еще несколько раз, но с меньшей силой.

Таблица I

№	Дата	H	Эпицентры		h	Эпицентральные области	I <sub>0</sub>	M	Примечание	
			φ с. ш.	λ в. д.						
1	1908.X.	6	21 <sup>h</sup> m s	45,5	26,5	150	Карпаты	8	6 <sup>3/4</sup> P	Вероятные эпицентры
2	1912.V.	25	18	45,8	27,3	100	"	7	6,0 P	
3	1916.I.	26		46,0	25,0	n	Трансильвания			
4	1919.IV.	18	06 20 12	46,0	25,0	n	"	3-4	То же	
5	1922.III.	24	12 21 50	46,0	22,0	n	Банат		" "	
6	1923.VII.	23	12 45 15	45,0	22,0	x	Черное море	3-4	" "	
7	1924.VIII.	12	16 27 37	45,0	22,0	n	Банат		" "	
8	1927.V.	31		44,9	21,7	n	Банат	6	" "	
9	1927.VII.	24	20 17 05	45,0	28,0		Добруджа	2-4	" "	
10	1928.III.	30	09 38 57	44,5	26,5		В. Бухарест			
11	1929.V.	20		44,5	26,5		В. Бухарест			
12	1929.XI.	1	06 57 14	45,9	26,6	198	Карпаты	7	5 <sup>3/4</sup> P	
13	1930.V.	20	12 17 34	44,5	26,5		В. Бухарест			
14	1932.V.	27	10 42 15	45,2	25,5	n	Кымпулунг			
15	1933.I.	18		45,0	22,0	n	Банат			
16	1934.II.	2		45,7	26,1	?	Карпаты	6	5 <sup>1/4</sup> P	
17	1934.III.	29	20	45,8	26,5	150	"	7-8	6 <sup>1/4</sup> P	
18	1935.VII.	13	00	45,8	26,7	150	"	6	5 <sup>1/4</sup> P	
19	1935.IX.	5		45,8	26,7	150	"		5,19	
20	1936.V.	17	17	45,8	26,3	70-150	"			
21	1936.XI.	1	00	45,7	26,6	150	"			
22	1938.VII.	8		46,1	21,1	25	Банат	6		
23	1938.VII.	13	20	45,7	26,8	163	Карпаты	6	5 <sup>1</sup> P	
24	1939.IX.	5	06	45,8	26,5	150	"	6	5 <sup>1</sup> P	
25	1940.I.	5		45,3	25,5	8-10	Кымпулунг	6	3,7 M	
26	1940.II.	10	18	45,7	26,7	p	Карпаты		4,83	
27	1940.VI.	24	09	45,9	26,6	115	"	6	5 <sup>1/4</sup> P	
28	1940.X.	22	06	45,8	26,4	122	"	7-8	6,5 P	
29	1940.XI.	8	12	45,5	26,2	100-125	"	6	5 <sup>1/2</sup> P	
30	1940.XI.	10	01	45,8	26,7	133	"	9-10	7,4 P	
31	1940.XI.	11	06	46,0	26,8	150	"	5-6	5 <sup>1/2</sup> P	
32	1940.XI.	19	20	46,0	26,5	150	"	6	5 <sup>1/4</sup> P	
33	1942.VII.	29	19	45,7	26,5	125	"			
34	1942.VII.	27	05	45,8	26,6	100	"		4,18	
35	1642.IX.	20	05	45,7	26,5	140	"		4,92	

Продолжение таблицы I

№	Дата	H	Эпицентры		h	Эпицентральные области	I <sub>0</sub>	M	Примечание
			φ с. ш.	λ в. д.					
36	1942.IX.	20		45,7	25,2	n	Кымпулунг		
37	1942.X.	3	12	45,7	26,6	125	Карпаты		
38	1943.IV.	28	19	45,8	27,2	66	"		4,50
39	1943.V.	18	18	45,8	26,6	p	"		4,44
40	1943.VI.	22	04	45,6	26,4	145	"		4,12
41	1943.VI.	28	14	45,8	26,8	200	"		3,95
42	1943.VII.	10	02	45,8	26,8	135	"		4,86
43	1943.X.	15	06	45,9	26,5	50-80	"		4,02
44	1943.XI.	21		45,4	25,0	n	Кымпулунг		
45	1943.XII.	22	13	45,9	26,5	p	Карпаты		4,14
46	1944.III.	12	21	45,8	26,5	p	"		4,58
47	1945.III.	12	20	45,7	26,8	p	"	6	5,52
48	1945.IX.	7	15 48 22	45,3	26,5	100-12	"	6	6 <sup>1/4</sup> P
49	1945.XII.	9	06 08 45	45,3	26,4	100	"	6-7	6,0 P
50	1946.XI.	3	18	45,8	26,6	150	"	6	5 <sup>1/2</sup> P
51	1947.X.	17	13	45,7	26,8	p	"		5,36
52	1948.III.	13	21	45,9	26,7	150	"	5	5,19
53	1948.IV.	24	12	45,9	26,7	150	"	4-5	4,79
54	1948.IV.	29	00	45,9	26,7	150	"	4-5	5,01
55	1948.V.	29	04	45,9	26,7	150	"	6-7	5 <sup>1/4</sup>
56	1949.XII.	26	03	45,7	26,8	p	"	5	5,30
57	1950.I.	16	04	45,7	26,6	150	"	5-6	5,31
58	1950.VI.	20	01	45,9	26,5	170	"	6	5,33
59	1950.VII.	14	06	45,7	27,1	80-100	"	5	(4,7)
60	1951.III.	18	11	45,8	26,6	150	"	4-5	5,0
61	1952.VI.	3	05	45,4	27,0	18-20	"	5	4,6 M
62	1952.XI.	13	02 47	45,95	27,63	29	"		
63	1953.II.	22	17	45,8	26,5	150	"		4,36
64	1953.V.	23	13	46,0	27,4	23	"		
65	1953.X.	15	04	45,3	27,0		"		
66	1954.II.	11	08	45,7	26,7	140	"		3,40
67	1954.IV.	8	15	45,6	26,3	100	"		4,14
68	1954.IV.	13	10	45,7	26,8	140	"	4-5	4,88
69	1954.VI.	4	22	45,6	26,3	145	"		3,40
70	1954.VI.	26	08	45,7	26,5	190	"		3,54

Продолжение таблицы 1

№	Дата	H	Эпицентры		h	Эпицентраль- ные области	I <sub>0</sub>	M	При- меча- ние
			φ с. ш.	λ в. д.					
71	1954.VIII. 5	21 <sup>hms</sup>	45,5	26,3	150	Карпаты		2,74	
72	1954.VIII. 12	21 49	45,7	26,9	70—90	"			
73	1954.IX. 6	07	45,5	26,5	160	"		3,74	
74	1954.X. 1	13 30	45,5	27,1	51	"			
75	1954.X. 5	07	45,6	26,6	160	"		3,78	
76	1954.X. 21	12	45,6	26,5	100	"		(4,5)	
77	1954.X. 27	04	45,5	26,7	p	"		4,30	
78	1954.XI. 4	21	45,7	26,7	180	"		3,22	
79	1954.XI. 25	14	45,7	26,5	180	"		3,15	
80	1954.XII. 23	03	45,9	27,4	25—30	"			
81	1954.XII. 27	20	45,7	26,7	150	"		3,79	
82	1955.I. 16	11	45,7	26,6	160	"		2,74	
83	1955.I. 20	19	45,6	26,6	100	"		2,74	
84	1955.V. 1	21	45,5	26,3	150	"	5	5,33	
85	1955.V. 26	06	46,0	26,6	100	"		3,92	
86	1955.VII. 19	07	45,6	26,3	150	"		3,95	
87	1955.VII. 20	07	45,8	26,4	150	"		3,49	
88	1955.IX. 19	11	45,8	26,7	140	"		2,74	
89	1955.IX. 19	13	45,7	26,8	128	"		3,60	
90	1955.IX. 25	05	45,7	26,7	122	"		3,20	
91	1955.X. 25	03	45,7	26,8	185	"		(3,50)	
92	1955.XI. 9	13	45,7	27,0	120	"		4,58	
93	1955.XI. 14	17	45,7	26,5	175	"		4,61	
94	1955.XI. 28	16	45,5	26,5	200	"		3,24	
95	1955.XII. 24	18	45,5	26,3	135	"		3,71	
96	1955.XII. 27	08	45,7	26,4	150	"		4,61	
97	1956.I. 4	21	45,8	26,6	p	"		3,06	
98	1956.I. 26	04 59	45,8	26,6	60—80	"			
99	1956.II. 13	13	45,6	26,6	150	"		3,98	
100	1956.II. 16	15	45,6	26,5	150	"		3,90	
101	1956.III. 2	23	45,6	26,5	145	"		3,90	
102	1956.III. 8	11	45,7	26,7	100	"		2,74	
103	1956.III. 11	15	45,6	26,7	130	"		2,74	
104	1956.IV. 18	12 52	46,1	27,4	25	"			
105	1956.V. 7	03	45,6	26,9	130	"	5	4,75M	
								3,79	

Продолжение табл. I

№	Дата	H	Эпицентры		h	Область эпицентров	I <sub>0</sub>	M	При- меча- ние
			φ	λ					
106	1956.VI. 30	23 <sup>hms</sup>	43,5	29,0		Черное море		4,5	
107	1956.VIII. 16	23	45,6	26,5	150	Карпаты		4,20	
108	1956.IX. 8	09	45,4	27,3	33	"			
109	1956.IX. 23	07	45,6	26,4	150	"		4,12	
110	1956.XI. 4	01	45,7	26,9	125	"		3,68	
111	1956.XI. 18	16	45,7	26,8	160	"		4,19	
112	1956.XI. 19	05	45,8	26,8	150	"		3,65	
113	1956.XI. 29	21	45,5	26,6	200	"		3,45	
114	1956.XII. 10	23	45,6	26,6	150	"		3,81	
115	1957.VI. 29	13	45,7	26,7	130	Карпаты		3,24	
116	1957.XII. 23	23	45,4	26,9	25	"			
117	1958.III. 27	17 20	45,5	27,1	49	"			
118	1958.XI. 11	23	45,5	27,1	61,5	"			
119	1959.IV. 29	01	45,6	26,5	160	"	4—5	4,65	
120	1959.V. 27	20	45,6	21,1	6	Банат	8	4,75—5	Пра- га
121	1959.V. 27	21 46 16	45,6	21,1		"			
122	1959.V. 31	12 15	45,8	27,6	12—15	Карпаты	6	4,30	Пов- торе- ние
123	1959.VII. 22	03 01	45,96	25,92	150	"		4,0	
124	1959.X. 1	16 04	46,0	26,7	100	"		(4,90)	
125	1959.X. 12	16 43				"			
126	1960. I. 4	12 51 53,3	44,6	27,0	100	с.-в. Бухарест		4,0B	
127	1960.II. 13	33 42	45,4	26,1	110	"			
128	1960.IV. 30	01 54				Карпаты		5,04	

2) Зона на юг от г. Тимишоара [2] содержит очаги, выявленные вблизи местностей Шаг и Парца. В этой зоне не так давно (27 мая 1959 г.) произошло землетрясение. Исследования показали следующие координаты для очага:  $\varphi=45^{\circ},6$  с. ш.;  $\lambda=21^{\circ},1$  в. д.,  $h=6$  км.  $M=4,75-5$ . Интенсивность колебаний в эпицентре была 8 баллов.

Профессор И. Куря, заведующий станцией Тимишоара, упоминает, что в этой зоне были отмечены и исследованы еще два землетрясения 1 октября 1956 г. и 22 сентября 1957 г. с интенсивностью 5—6 баллов.

3) Зона на юге Баната [3] с очагами на север от местности Бозович была уточнена на основании землетрясения 24 марта 1922 г. с координатами очага:  $\varphi=25^{\circ},0$  с. ш.;  $\lambda=22^{\circ},0$  в. д.;  $h$  — нормальная. После отмеченного случая очаг еще действовал несколько раз, достигнув максимальной интенсивности 6 баллов.

II. Область Кымпулунг Мусчел [4]. Первое землетрясение в этой области, выявленное путем инструментального изучения, было 5 января 1940 г., с координатами очага:  $\varphi=45^{\circ},3$  с. ш.,



$\lambda=25^{\circ},2$  в. д.,  $h=8-10$  км,  $M=3,7$ . Максимальная интенсивность  $I_0$  была определена в 6 баллов. После 1940 г. очаг в Кымпулунг Мусчел действовал еще несколько раз, но землетрясения были незначительной силы.

III. Область Карпат включает очаги в изгибе Карпат в местности, известной под названием Вранча. Со стороны румынских и иностранных исследователей было уделено очень много внимания землетрясениям этой местности из-за характерного промежуточного положения очагов в земной коре.

Пользуясь данными табл. 1, относящимися к Карпатской зоне, была составлена карта (рис. 2), представляющая распределение положения очагов в этой области.

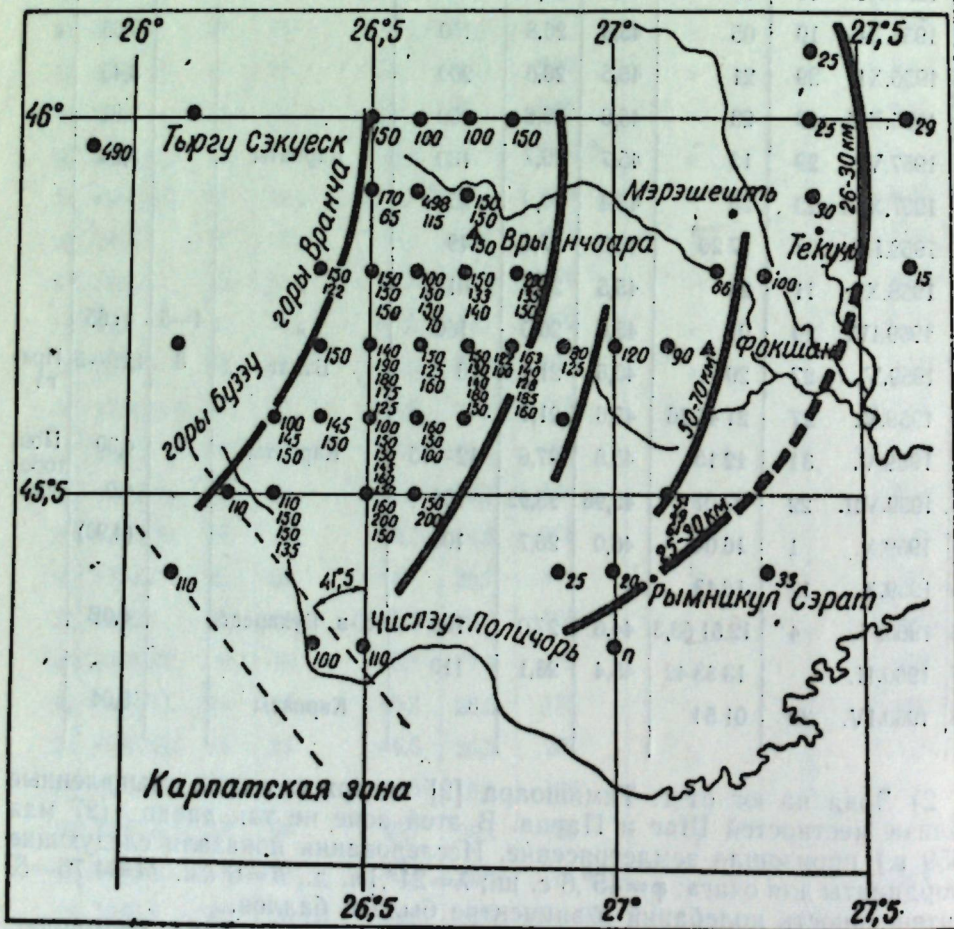


Рис. 2. Распределение очагов Карпатской области

Из рис. 2 видно, что эта область находится между  $25^{\circ},9-27^{\circ},6$  в. д. и  $45^{\circ},3-46^{\circ},0$  с. ш.

Рассматривая на карте схему положения очагов в этой области (рис. 2), мы пришли к заключению, что они группируются в двух зонах:

1. Зона глубоких землетрясений ( $h \geq 100$  км) связана с резким изгибом карпатской цепи;

2. Зона менее глубоких землетрясений ( $h < 100$  км), которая тянется к востоку и юго-востоку от зоны глубоких.

Зона глубоких землетрясений содержит в свою очередь две группы различных очагов:

- вне изгиба Карпат (Вранча) [7];
- внутри изгиба [6].

Зона сравнительно неглубоких землетрясений содержит три группы очагов:

- в Рымникул-Сэрат [5];
- в Мэрэшештах [8];
- в Текуче [9].

Следует отметить интересный факт, что переход от одной зоны к другой происходит через зону, почти не содержащую очагов землетрясений.

Рассмотрим дальше каждую зону в отдельности.

Зона глубоких землетрясений. а) Глубина очагов землетрясения в этой зоне находится между 100 и 200 км; большинство землетрясений происходит на глубине 150 км. Предел 100 км глубины очагов, казалось бы, находится в связи с глубиной астеносферы в области Вранча.

Изучение схемы положения очагов (рис. 3) дает возможность установить, что самые глубокие очаги расположены между  $25^{\circ},5$  и  $26^{\circ},8$  в. д., а также и тот факт, что максимальным глубинам очагов соответствует максимальная их плотность. Наблюдается также миграция, или «игра» очагов по вертикали. Наличие очагов с  $h < 100$  км внутри зоны глубоких землетрясений (15.X 1943 г. с  $\phi=45^{\circ}9$  с. ш.;  $\lambda=26^{\circ},5$  в. д.,  $h=65$  км; 26.I 1956 г. с  $\phi=45^{\circ},8$  с. ш.;  $\lambda=26^{\circ},6$  в. д.,  $h=70$  км) вынуждает нас полагать, что речь идет об «игре» очагов по вертикали не только до 100 км, но и выше, достигая глубины даже нескольких километров.

Но главное заключается в том, что в этой зоне преобладают землетрясения с глубокими очагами, а землетрясения с  $h < 100$  км очень редки.

Упоминаем, что подобные характеристики были выявлены и для очагов в Гиндукуше ( $h=200-240$  км) и для некоторых очагов на северо-востоке Тихого океана.

Магнитуда  $M$  землетрясения была вычислена при помощи формулы

$$M = \log \frac{A}{T} - \log \frac{A^*}{T^*},$$

где  $A$  — максимальная амплитуда колебаний в волнах  $S$  или  $P$ ,  $T$  — соответствующий период, а  $-\log \frac{A^*}{T^*}$  — функция расчета.

Функции  $-\log \frac{A^*}{T^*}$  были получены для станции Бухарест, Кымпулунг и Фокшаны.

Магнитуда землетрясений, на которые у нас не имеется сейсмограмм, была вычислена при помощи соотношения

$$M = 0,51 \cdot I_0 + 2,55,$$

установленного в Бухаресте, и которая действительна для землетрясений в Карпатах, с глубиной очага в 100 км.

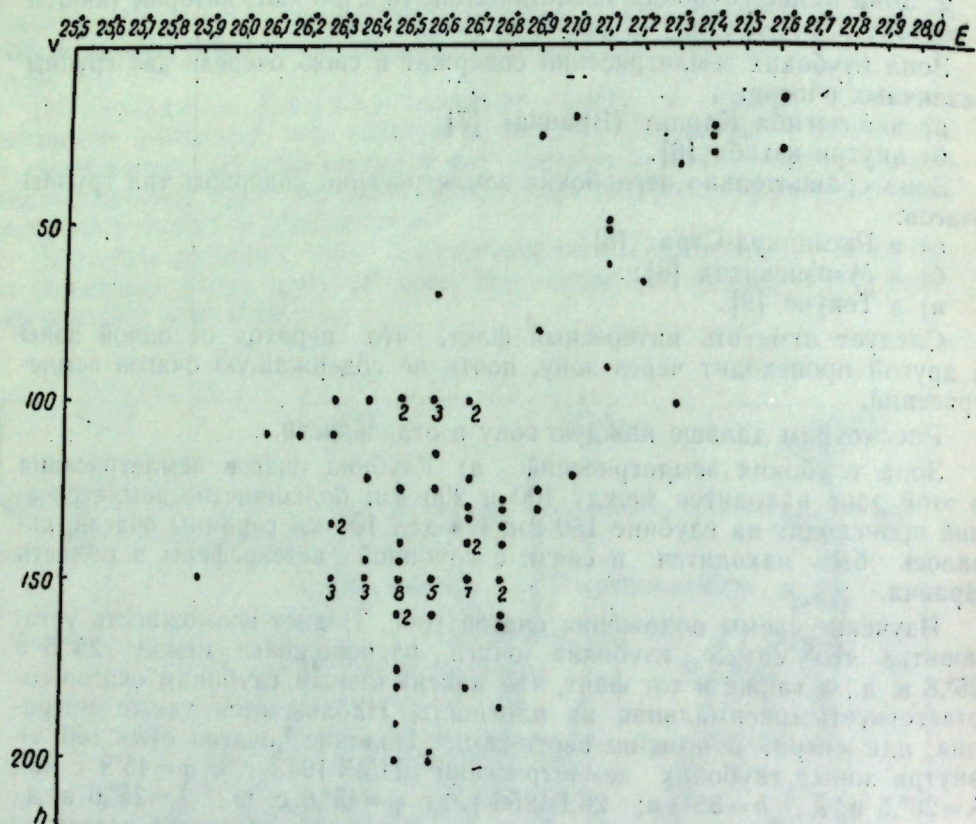


Рис. 3. Вертикальное сечение в направлении З—В сейсмической области Карпат

Исследование частоты землетрясений в этой области распределено на два периода: первый — 1935—1960 гг., по которому имеются регистрации румынских станций, и второй — 1901—1934 гг., по которому имеются инструментальные и исторические данные. Отмечаем, что данные для последнего периода неполны, в особенности, за 1915—1934 гг.

В табл. 2 представлены данные, касающиеся повторяемости землетрясений с  $M \geq 4\frac{1}{2}$ , которые произошли за период 1901—1959 гг.

По данным из табл. 2 был составлен график повторяемости землетрясений (рис. 4).

Для землетрясений с  $M \geq 5\frac{1}{2}$  график повторяемости может быть представлен следующим уравнением:

$$\log N = a - bM$$

где  $N$  — число землетрясений для разных значений  $M$ , а величины  $a$  и  $b$  — постоянные.

Для землетрясений с  $M \geq 4\frac{1}{2}$  отмечается криволинейный характер графика. Подобный результат был получен для землетрясений на о. Тайвань с  $M \geq 5,5$  однако изгиб графика, в отличие от нашего, направлен вниз.

Таблица 2

Сейсмическая зона	Интервал	Период	Количество землетрясений	Классификация землетрясений			Связь между $M$ и уравнением (1)
				$4,5 < M < 5,4$	$5,5 < M < 6,4$	$6,5 < M < 7,4$	
Карпаты	23	1937—1959	86	75	8	3	$\log N = 4,14 - 0,52M$ $\log N = 4,87 - 0,58M$
	31	1929—1959	13	x	10	3	
	59	1901—1959	29	x	23	6	

Таблица 3

$M$	$2,7 < M < 3,4$	$3,5 < M < 4,4$	$4,5 < M < 5,4$	$5,5 < M < 6,4$	$6,5 < M < 7,4$	$7,5 < M < 8,4$
Количество землетрясений	58	198	75	8	3	0

Таблица 4

$M$	$5,5 < M < 5,75$	$5,75 < M < 6,0$	$6,0 < M < 6,25$	$6,25 < M < 6,50$	$6,50 < M < 6,75$	$6,75 < M < 7$	$7 < M < 7,25$	$7,25 < M < 7$
$N$	0,065	0,032	0,032	0,065	0	0	0	0,032

Следует отметить, что коэффициент  $b$  меняется незначительно (0,52—0,58), тогда как у коэффициента  $a$  величина изменения значительно большая.

В исследованиях землетрясений в Китае Мэй Шинюн находит, что коэффициент  $b$  меняется в пределах 0,39—0,61, а коэффициент  $a$  — в пределах 1,74—5,89.

Более полную характеристику повторяемости глубоких землетрясений ( $h \geq 100$  км) можно составить только за период 1937—1959 гг. Полученные результаты приведены в табл. 3.

Из данных таблицы следует, что в упомянутый промежуток времени румынские сейсмические станции отметили примерно 350 землетрясений с  $h \geq 100$  км и что самые сильные землетрясения были 10.X 1940 г. ( $M = 7,4$ ) и 22.X 1940 г. ( $M = 6,5$ ).

Отмечаем тот факт, что за период 1929—1959 гг. имеются полные

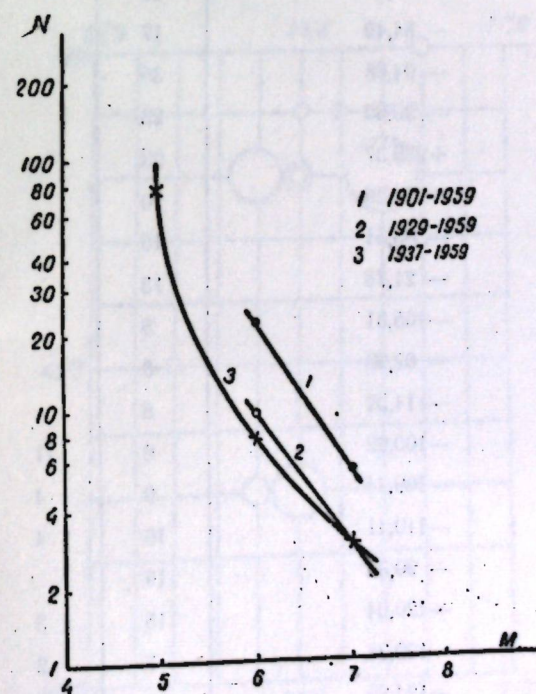


Рис. 4. График повторяемости землетрясений в Карпатах для различных интервалов магнитуды

данные только для землетрясений с интенсивностью  $M \geq 5,5$ . В табл. 4 приведено среднее годовое число землетрясений ( $M \geq 5,5$ ;  $h \geq 100$  км) внутри каждой четверти единицы интенсивности (табл. 4).

Данные табл. 4 изображены в графике рис. 5, где в ординате взято  $\log N$ , а в абсциссе  $M$ .

Пользуясь формулой

$$\log E = 9 + 1,8 M,$$

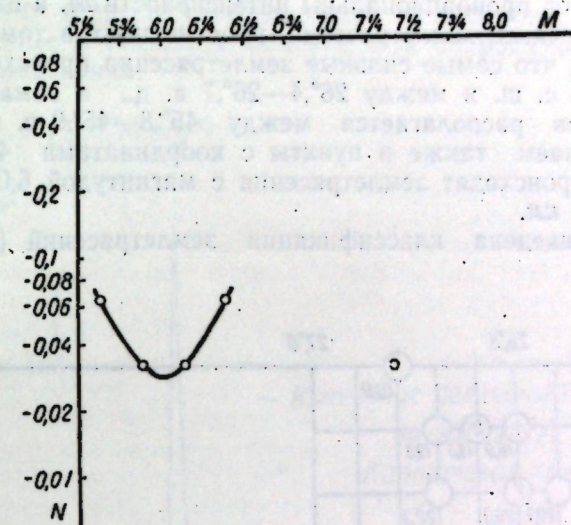
можно вычислить энергию 342 землетрясений с  $h \geq 100$  км. Мы воспользовались этой формулой для того, чтобы в соответствии с трудами Беньоффа решить вопрос о характеристике обусловленных землетрясений.

Сумма энергии, освобожденной землетрясениями в РНР за 23 года (1937—1959), равна  $9,40 \times 10^{22}$  эрг, причем 38,9% всей этой суммы приходится на 1940 г. — год самой напряженной сейсмической активности.

Распределение энергии по годам приведено в табл. 5.

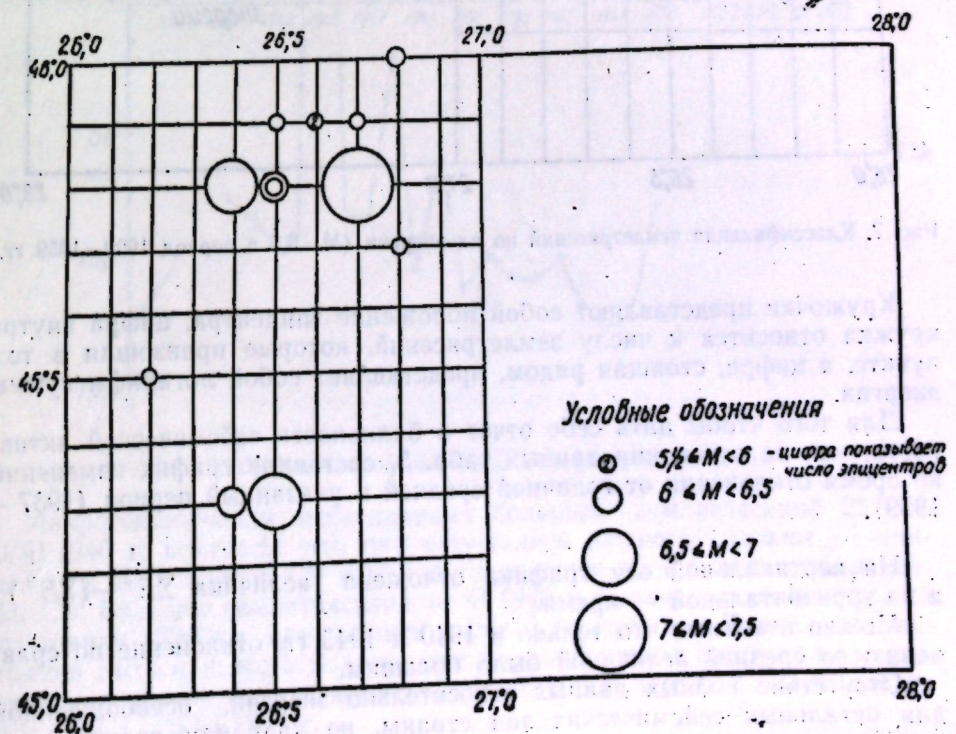
Таблица 5

Год	$\Sigma E^{1/2}$ эрг <sup>1/2</sup>	$\Sigma E^{1/2} - (\Sigma E^{1/2})_m$	$N$	$n$
1937	$9,26 \times 10^8$	$-123,98 \times 10^8$	3	2
1938	18,91	-114,33	2	
1939	35,78	-97,45	9	1
1940	19 13,27	+780,03	49+1	2
1941	58,80	-74,44	23	
1942	48,75	-84,49	17	
1943	39,16	-94,08	35	
1944	42,64	-90,60	23	
1945	372,61	+239,37	23	
1946	48,98	-84,26	10	
1947	47,73	-85,51	10	
1948	111,46	-21,78	13	
1949	27,43	-105,81	5	
1950	70,26	-62,98	8	
1951	18,72	-114,52	8	
1952	32,32	-100,92	6	11
1953	23,80	-109,44	9	4
1954	23,13	-110,11	16	4
1955	42,70	-90,54	19	
1956	13,20	-120,04	15	3
1957	3,86	-129,38	7	2
1958	8,39	-124,85	13	4
1959	53,36	-79,88	18	4

Рис. 5. Повторяемость землетрясений с  $M \geq 5,5$ 

Составление карты плотности энергии возможно только для периода 1929—1959 гг. и только для землетрясений с  $M \geq 5,6$ , ввиду того, что это единственный период, на который имеются полные данные о положении эпицентров. В период 1929—1959 гг. произошло 13 землетрясений с  $M \geq 5,5$  и с  $h \geq 100$  км.

На рис. 6 показана классификация землетрясений по их интенсивности.

Рис. 6. Классификация землетрясений по их интенсивности ( $M \geq 5,5$ ) в период 1929—1959 гг.

Радиусы кругов пропорциональны интенсивности  $M$ , а цифра внутри круга указывает число землетрясений, происшедших в том же пункте. Наблюдается, что самые сильные землетрясения происходят в зоне, отмеченной  $45^{\circ}8$  с. ш. и между  $26^{\circ}4-26^{\circ}7$  в. д., а самая большая плотность очагов располагается между  $45^{\circ}8-45^{\circ}9$  с. ш. и  $26^{\circ}4-26^{\circ}7$  в. д. Отмечаем также и пункты с координатами  $45^{\circ}3$  с. ш.— $26^{\circ}5$  в. д., где происходят землетрясения с магнитудой  $6,0 < M > 6,5$  и имеющие  $h \geq 100$  км.

На рис. 7 приведена классификация землетрясений ( $M \geq 5,5$ ) по энергии.

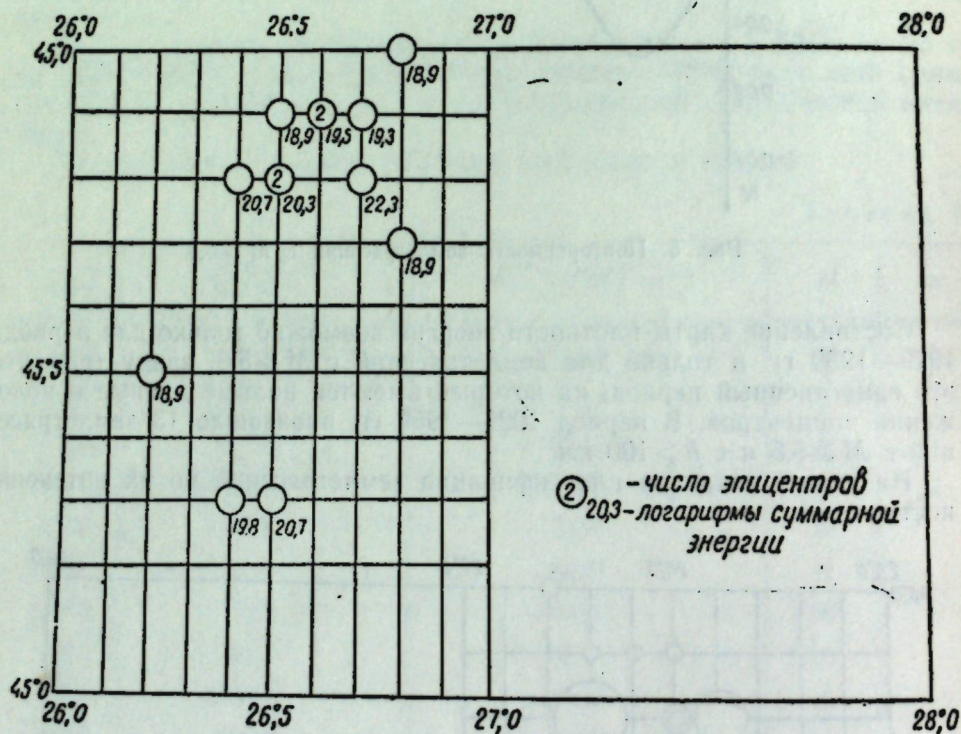


Рис. 7. Классификация землетрясений по их энергии ( $M \geq 5,5$  в период 1929—1959 гг.)

Кружочки представляют собой положение эпицентра, цифра внутри кружка относится к числу землетрясений, которые произошли в том пункте, а цифра, стоящая рядом, представляет собой логарифм суммы энергии.

Для того чтобы дать себе отчет о балльности сейсмической активности, мы, на основании данных табл. 5, составили график изменений во время отклонения от годичной средней в указанный период (1937—1959).

На вертикальной оси графика отложена величина  $\Sigma E^{\frac{1}{2}} - (\Sigma E^{\frac{1}{2}})_m$  а на горизонтальной — время.

Можно отметить, что только в 1940 и 1945 гг. отклонение по сравнению со средней величиной было большим.

Отсутствие полных данных относительно энергии, освобожденной для остальных сейсмических зон страны, не дает нам возможности изучить распределение величины  $\Sigma E^{\frac{1}{2}}$  по зонам. Также отсутствие в настоящее время, формулы для определения интенсивности землетря-

сений в зоне неглубоких очагов ( $h < 100$  км) не дает нам возможности сравнить сумму энергий, освобожденных в этих двух зонах, а также получить данные о тектонике области. Эти вопросы составят предмет будущих исследований.

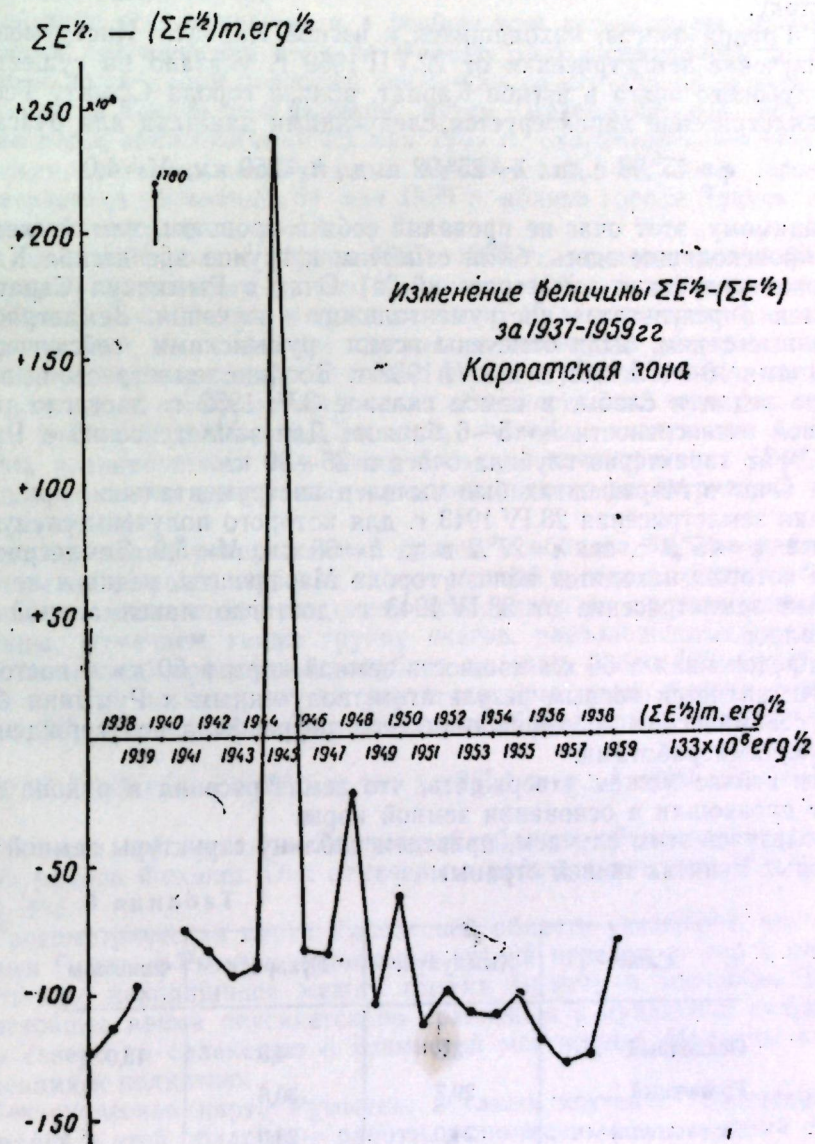


Рис. 8. Среднегодовое изменение сейсмической энергии

Макросейсмические исследования больших землетрясений 22.X и 10.XI 1940 г. показали, что они ощущались намного дальше от эпицентра в направлении СВ и ЮЗ и на меньшие расстояния в направлении СЗ. Большое землетрясение 10.XI 1940 г. ощущалось в Москве, на расстоянии 1300 км, при интенсивности 5 баллов, а в Турде, на расстоянии 240 км, тоже 5 баллов. Эти характеристики наблюдались также и при других землетрясениях, например, 26.X 1802 г., 23.X 1838 г., 25.V 1912 г., 26.VI 1959 г.

Выявлен также характер и особенность глубоких землетрясений в Карпатах, а именно то, что положение эпицентров, определенной инструментальным методом, не соответствует положениям, определенным макросейсмически, так как эти последние находятся несколько к востоку.

б) Группа очагов, находящихся в изгибе Карпат. Инструментальное изучение землетрясения от 22.VII 1959 г. указало на существование глубокого очага в изгибе Карпат, вблизи города Сфынту Георге.

Землетрясение характеризуется следующими данными для очага:

$$\varphi = 45^{\circ},96 \text{ с. ш.}, \lambda = 25^{\circ},92 \text{ в. д.}, h = 250 \text{ км}, M = 4,0.$$

По-видимому, этот очаг не проявлял себя в прошлом, или землетрясения, происходящие здесь, были отнесены к группе вне изгиба Карпат.

Зона неглубоких землетрясений. а) Очаг в Рымникул Сэрат был выявлен в результате инструментального изучения. Землетрясения, связанные с ним, были отмечены всеми румынскими сейсмическими станциями 16—17.I 1952 г. и 3.VI 1952 г. Вообще землетрясения в этом районе редки и слабы, а самое сильное 3.VI 1952 г. достигло максимальной интенсивности  $I_0 = 5-6$  баллов. Для землетрясений в Рымникул Сэрат характерна глубина очага в 25—30 км.

б) Очаг в Мэрэшештах был выявлен инструментально при регистрации землетрясения 28.IV 1943 г. для которого получены следующие данные:  $\varphi = 45^{\circ},8$  с. ш.,  $\lambda = 27^{\circ},2$  в. д.,  $h = 66$  км,  $M = 5,0$ . Землетрясения, очаги которых находятся вблизи города Мэрэшешты, редки и не очень сильны; землетрясение от 28.IV 1943 г. достигло максимальной силы в 6 баллов.

Определенная в 66 км мощность земной коры в 50 км к востоку от Вранчи является первым результатом, полученным в Румынии благодаря сейсмическим исследованиям. Эта цифра была подтверждена последующими работами.

Мы сейчас можем утверждать, что землетрясения в районе Мэрэшешт произошли в основании земной коры.

Пользуясь этим случаем, приведем таблицу структуры земной коры в разных пунктах нашей страны.

Таблица 6

Слой	Кымпулунг	Бухарест	Фокшаны
Осадочный . . .	3,3	4,5	13,0
Гранитный . .	29,7	30,5	
Базальтовый . . .	24,0	28,0	
Общая мощность .	57,0	63,0	68,5

Рассматривая табл. 6, можем сделать следующее заключение:

Самая большая мощность коры находится в области Фокшан, то есть, в области изгиба Карпатских гор, во Вранче. Упомянем, что в горах Гиндукуша вблизи эпицентра мощность коры около 75 км, следовательно, оценка очень близка к оценке, полученной для области Вранча. Результаты, касающиеся определения структуры земной коры в Румынии, конечно, еще приблизительны и будут изменены, когда для расчетов будут использованы наблюдения во временных сейсмических экспедициях в области активных эпицентров.

Мы осмеливаемся утверждать, что под земной корой в области Вранча имеются два очень ясных предела сплошности:

а) предел Мохоровичича — на глубине 70—75 км;

б) верхний предел пласта уменьшенной скорости — астеносфера — на глубине около 100 км.

Действие этих пределов, и в особенности астеносферы, на распространение сейсмических волн во Вранче, дает возможность поставить изучение новой серии вопросов, связанных со структурой земной коры.

в) очаг в Текуче был выявлен путем математической обработки сейсмограмм землетрясения 23 мая 1953 г., охарактеризованного следующими данными:  $\varphi = 46^{\circ},1$  с. ш.,  $\lambda = 27^{\circ},4$  в. д.;  $h = 25$  км. Последнее землетрясение произошло 31 мая 1959 г. вблизи города Текучь, с максимальной интенсивностью  $I_0 = 6$  баллов.

В области Карпат в период 1935—1937 гг. отмечено около 400 землетрясений, из которых только 40, то есть 10% относятся к категории неглубоких ( $h < 100$  км), в среднем около 15 землетрясений в год.

Ввиду того, что у нас нет данных по количеству энергии, освобожденной при землетрясениях в зоне с малой глубиной очагов, мы не можем дать своих соображений о связи активности этой зоны с зоной глубоких очагов ( $h \geq 100$  км). Заметим, однако, следующее: сильные толчки, развивавшиеся при очень большом землетрясении 1940 г., не оказали никакого воздействия на возникновение землетрясений в зоне малой глубины.

Анализ карты распределения очагов в области Карпат указывает, что переход от зоны глубоких землетрясений к зоне с менее глубокими происходит постепенно, что очень ясно видно по кривым одинаковой глубины. Отмечаем также группу очагов, расположенных на юго-западе зоны глубокофокусных, глубина которых около 100 км. Направление в  $41^{\circ},5$ , по которому вытянута эта зона, очень близка к направлению  $37^{\circ}$ , соответствующему плоскости сброса при землетрясении:

$$9.XII 1945 \text{ г.} - \varphi = 45^{\circ},3 \text{ с. ш.}; \lambda = 26^{\circ},4 \text{ в. д.}; h = 100 \text{ км}; M = 6.$$

Большая сейсмичность Карпатской области объясняется особенностями района Фокшан. Они отмечены в работе советского исследователя В. Эза.

Гипсометрическая карта Карпатской области указывает, что между реками Путна и Рымник происходит резкий переход от гор к равнине. Местность, находящаяся между горами Вранча и массивом Тульча, в настоящее время опускается по сравнению с дунайской депрессией, а на севере по сравнению с холмистой местностью Молдовы имеется тенденция к поднятию.

Тектоническая карта Румынии, а также изучение изостатических аномалий в этой области — работы, выполненные румынскими специалистами, — указывают, что район Фокшан представляет собой самый низкий участок субкарпатской депрессии и что в этом районе и в настоящее время продолжается интенсивное опускание земной коры. Так как область эпицентров землетрясений с глубоким очагом соответствует западному крылу этой депрессии, то следует, что они вызваны перемещением в пластах, залегающих уже под корой, вследствие чего происходит опускание и самой коры в упомянутой области.

IV. Область Румынской равнины. Местный очаг был выявлен инструментальным путем при изучении землетрясения 4.I 1960 г., для которого были получены следующие данные:

$$\varphi = 44^{\circ},6 \text{ с. ш.}; \lambda = 27^{\circ},0 \text{ в. д.}; h = 100 \text{ км}; M = 4,0.$$

Существование этого промежуточного очага в равнине представляет, с нашей точки зрения, большой интерес для сейсмологии. При этом напоминаем, что проф. Ион Атанасиу высказывался о существовании разлома в направлении Урзичены — Дражна — Брецуку, который связывает сейсмические очаги на юге с зоной глубоких землетрясений в изгибе Карпат.

V. Область Черного моря. В соответствии с работами Международного сейсмического бюро эпицентр землетрясения, отмеченного 30.VI 1956 г., охарактеризован следующими данными:  $\varphi=44^{\circ},0$  с. ш.;  $\lambda=29^{\circ},0$  в. д.;  $M=5,4$ , то есть в нескольких километрах к востоку от границы страны. Землетрясение было очень хорошо записано аппаратурой румынских станций. Следует подчеркнуть, что территория южной Добруджи была при этом подвергнута сильным сотрясениям.

Краткое изложение, сделанное выше, является результатом инструментальных исследований, касающихся сейсмичности Румынии. Теперь перейдем к рассмотрению результатов, полученных на основании сведений об исторических данных за этот же период 1901—1960 гг.

### Б. Изучение сейсмичности на основании исторических данных

По данным нашей и иностранной литературы мы составили табл. 7, содержащую сведения о 61 землетрясении, возникшем на территории нашей страны, максимальная сила которых  $I_0$  была больше или равна 6 баллам, согласно шкалы Меркалли — Канкани.

В таблице приведены: дата возникновения землетрясения, время возникновения  $H$ , местонахождение очага ( $\varphi, \lambda, h$ ), эпицентральная область, максимальная балльность  $I_0$  и магнитуда  $M$ .

Отмечаем тот факт, что дополнительные данные о сейсмичности необходимо получить только за период 1901—1934 гг., так как в Румынии сейсмическая служба существует с 1935 г. Сведения за упомянутый период (1901—1934 гг.), и в особенности за период 1926—1934 гг. — неполны.

На основании данных табл. 7 мы составили карту распределения эпицентров и балльности (рис. 9). Точка представляет положение эпицентра, а цифра, стоящая рядом, представляет максимальную балльность  $I_0$ .

Рассматривая представленную карту (рис. 9), приходим к следующим заключениям:

1) Все 5 эпицентральных областей подтверждаются полностью историческими сведениями.

2) Выявляются новые эпицентральные области:

VI. Область Северного Ардяла с очагами, разделенными по следующим группам:

а) зона Марамуреш охватывает очаги около пункта с координатами:  $\varphi=47^{\circ},9$  с. ш.;  $\lambda=24^{\circ},0$  в. д.; наибольшая сила сотрясений — 6 баллов;

б) зона охватывает очаги, лежащие вблизи пункта с координатами:  $\varphi=47^{\circ},9$  с. ш.;  $\lambda=23^{\circ},1$  в. д., сила сотрясений 7 баллов.

VII. Область Западного Ардяла с очагами следующих групп:

а) зона, охватывающая очаги около пункта с координатами:  $\varphi=47^{\circ},3$  с. ш.;  $\lambda=22^{\circ},2$  в. д., сила сотрясений 7 баллов;

б) зона с очагами около пункта с  $\varphi=46^{\circ},5$  с. ш.;  $\lambda=21^{\circ},6$  в. д.; сила сотрясений — 6 баллов.

Таблица 7

N	Дата	H	Эпицентр		h	Область эпицентров	I <sub>0</sub>	M	Примечание
			φ	λ					
1	1901.XII. 12	<sup>h m s</sup> 10 28	47,9	23,1	n	С. Трансильвания	7		
2	1902.I. 21	12 46	45,8	21,5	n	Банат	7		
3	1902. III. 1	21 45	47,9	24,0	n	С. Трансильвания	6		
4	1902.III. 11	20 41			p	Карпаты	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
5	1903.VI. 8	15 08	45,9	25,8	p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
6	1903.VII. 20	10 40	45,5	21,1	n	Банат	7		
7	1903.IX. 13	06 02	45,8	26,2	p	Карпаты	8	≈6,65B	
8	1904.II. 6	02 41			p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
9	1906.IV. 29	09 15	47,3	22,2	n	Трансильвания	7		
10	1906.VI. 1	02 23	45,2	28,8	n	Черное море	6		
11	1906.X. 17	23 15			p	Карпаты	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
12	1907.XI. 24	00 31			p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
13*	1908.X. 5	21 39,8	45,5	26,5	150	"	8	6 <sup>1/4</sup> P	
14	1909.VIII.31	22 22	45,1	21,9	n	Банат	6		
15	1910.X. 11	12 53	44,9	22,4	n	"	7		
16	1910.VIII.11	22 07	46,5	21,6	n	Трансильвания	6		
17*	1912.V.25	18 01,7	45,8	27,3	100	Карпаты	7	6,0P	
18	1912.V.25	20 15			p	"	87	≈6,65 B	Повторение
19	1912.V.25	21 00			p	"	77	≈6,08	
20	1913.II.11	03 42			p	"	6	≈5 <sup>1/2</sup> B	
21	1913.III.14	03 40			p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup>	
22	1913.IV. 16	04 20	45,8	21,9	n	Банат	6		
23	1913VI. 23/24				p	Карпаты	6	≈5 <sup>1/2a</sup> B	
24	1913.VII. 14	03			p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup> B	
25	1913.VII. 31	18 24			p	"	6	≈5 <sup>1/2a</sup> B	
26	1915.X. 9	22 30	45,4	21,2	n	Банат	9		
27	1915.X. 19	09 30			n	"	9		Повторение
28	1915.X. 27	—			n	"	9		
29	1916.I. 26	09 40	45,4	24,2	n	Ловиште	8—9		Повторение
30	1916.I. 26	10 15				"			
31	1916.I. 26	10 30				"			
32	1916.I. 26	18 15				"	6		
33*	1919.IV. 18	06 20	46,0	25,0	p	Трансильвания	6		Вероятный эпицентр
34*	1927.V. 31	—	44,9	21,7	n	Банат	6		
35*	1928.III. 30	09 38	44,5	26,5	p	Кэмпия-Ромыне	6		

## Продолжение таблицы

N	Дата	H	Эпицентр		h	Область эпицентров	I <sub>0</sub>	M	Примечание
			φ	λ					
36*	1929.V. 20	<sup>h m s</sup> 12 17 34	44,5	26,5	p?	Кэмпия-Ромыне	6		
37*	1929.XI. 1	06 57 21	45,9	26,6	198	Карпаты	7	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> P	
38*	1932.V. 27	10 42 15	45,2	25,5	n	Кымпулунг	6		
39*	1934.II. 2	19 59 16	45,7	26,1	p	Карпаты	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P	
40*	1934.III. 29	20 06 51	45,8	26,5	150	.	7—8		
41*	1935.XI.13	00 03 46	45,7	26,7	150	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P	
42*	1938.VII. 8	06 34	46,1	21,1	25	Банат	6		
43*	1938.VII. 13	20 15 17	45,7	26,8	163	Карпаты	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P	
44*	1939.IX. 5	06 02 02	45,8	26,5	150	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P	
45*	1940.I. 5	02	45,5	25,2	7—8	Кымпулунг	6	3,7 M	
46*	1940.VI. 24	09 57 24	45,9	26,6	115	Карпаты	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P	
47*	1940.X. 22	06 37 00	45,8	26,4	122	.	7—8	6,5 P	
48*	1940.XI. 8	12 00 44	45,5	26,2	100	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P	
49*	1940.XI. 10	01 39 09	45,8	26,7	133	.	9—10	7,4	
	1940.XI. 11	06 34 16	46,0	26,8	150	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P	
51*	1940.XI. 19	20 27 12	46,0	26,5	150	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P	
52*	1943.IV. 28	19 46 40	45,8	27,2	66	.	6	5,0 M	
53*	1943.VI. 20	01	45,0	23,0	n	Бая де Арамэ	7		
54*	1945.III. 12	20 51	45,7	26,8	p	Карпаты	6	5,52 B	
55*	1945.IX. 7	15 48 22	45,3	26,5	100	.	7	6,50 P	
56*	1945.XII. 9	06 08 45	45,3	26,4	100	.	6 7	6,0 P	
57*	1946.XI. 3	18 47 01	45,8	26,5	150	.	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P	
58*	1948.V. 29	04 48 55	45,9	26,7	150	.	6—7	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> P	
59*	1950.VI. 20	01	46,9	26,5	170	.	6	5,53 B	
60*	1959.V. 27	20	45,6	21,2	6	Банат	8	4,75 - 5Pr	
61*	1959.V. 31	12 15	45,8	27,6	12—15	Карпаты	6	4,3 B	

## Примечание:

n—нормальный

p—глубокий (h ≥ 100)

\*—по микросейсмическим данным φ λ h

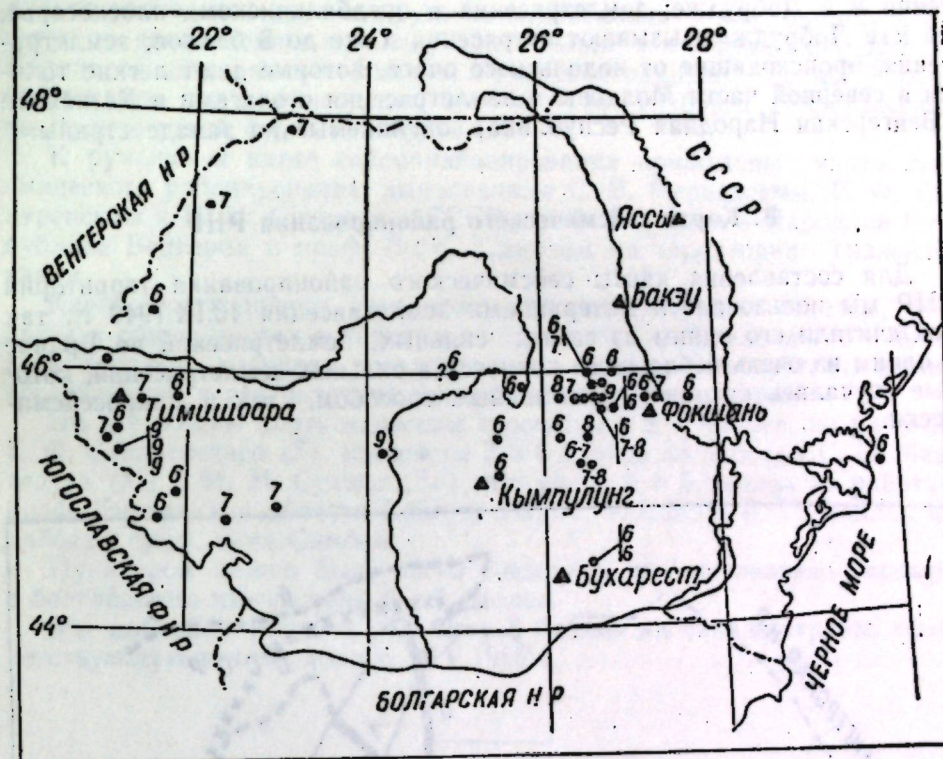
P—Пасадена

B—Бухарест

M—Москва

Pr—Прага

M—Магнитуда, высчитанная по формуле (2)

Рис. 9. Карта эпицентров землетрясений с I<sub>0</sub> ≥ 6 в период 1901—1960 гг.

VIII. Область Ловиште охватывает очаги, группирующиеся возле пункта с координатами: φ=45°4 с. ш.; λ=24°2 в. д., сила сотрясений 8—9 баллов. Землетрясения этой области характерны тем, что главный толчок сопровождается рядом других повторных толчков.

IX. Область Байя де Арамэ охватывает эпицентры, группирующиеся около пункта с координатами: φ=45°0 с. ш.; λ=23°, в. д., сила сотрясений 7 баллов.

Наша сейсмическая служба и иностранные службы инструментальным путем не выделяли очагов, относящихся к последним шести зонам. Мы не оспариваем возможности наличия этих очагов, но подчеркиваем, что они до настоящего времени не были отмечены у нас инструментальным путем. Не исключено, что именно отсутствие полной и одинаково распределенной сейсмической сети было причиной невыявления их.

Помимо очагов, входящих в эти 6 эпицентральных областей и придающих особый сейсмический характер территории Румынии, мы должны отметить повышенную сейсмичность южных областей страны (Банат, Олтения, Мунтения и Добруджа), принимающих на себя действие толчков во время сильных землетрясений с очагами, расположенными за нашими границами. В нашей стране ощущаются землетрясения с очагами в долине Моравы (ФНР Югославия), которые превышают иногда у нас 7 баллов; землетрясения с очагами в долине Марицы (Народная Республика Болгария), которые могут причинить легкие разрушения в некоторых городах на левом берегу Дуная; землетрясе-

ния в области Тырнова, сильно ощущаемые в Олтении, равнинах Мунтении и в Добрудже; землетрясения в предбалканском плоскогорье, на юге Добруджи, вызывают сотрясения даже до 8 баллов; землетрясения, происходящие от подольского очага, которые дают легкие толчки в северной части Молдовы и землетрясения с очагами в Кеткемете (Венгерская Народная Республика), ощущаемые на западе страны.

### В. Карта сейсмического районирования РНР

Для составления карты сейсмического районирования территории РНР мы пользовались материалами землетрясения 10.IX 1940 г., так как считали его одним из самых сильных землетрясений во Вранче и одним из очень небольшого количества сильных землетрясений, которые изучались как инструментальным способом, так и макросейсмически.

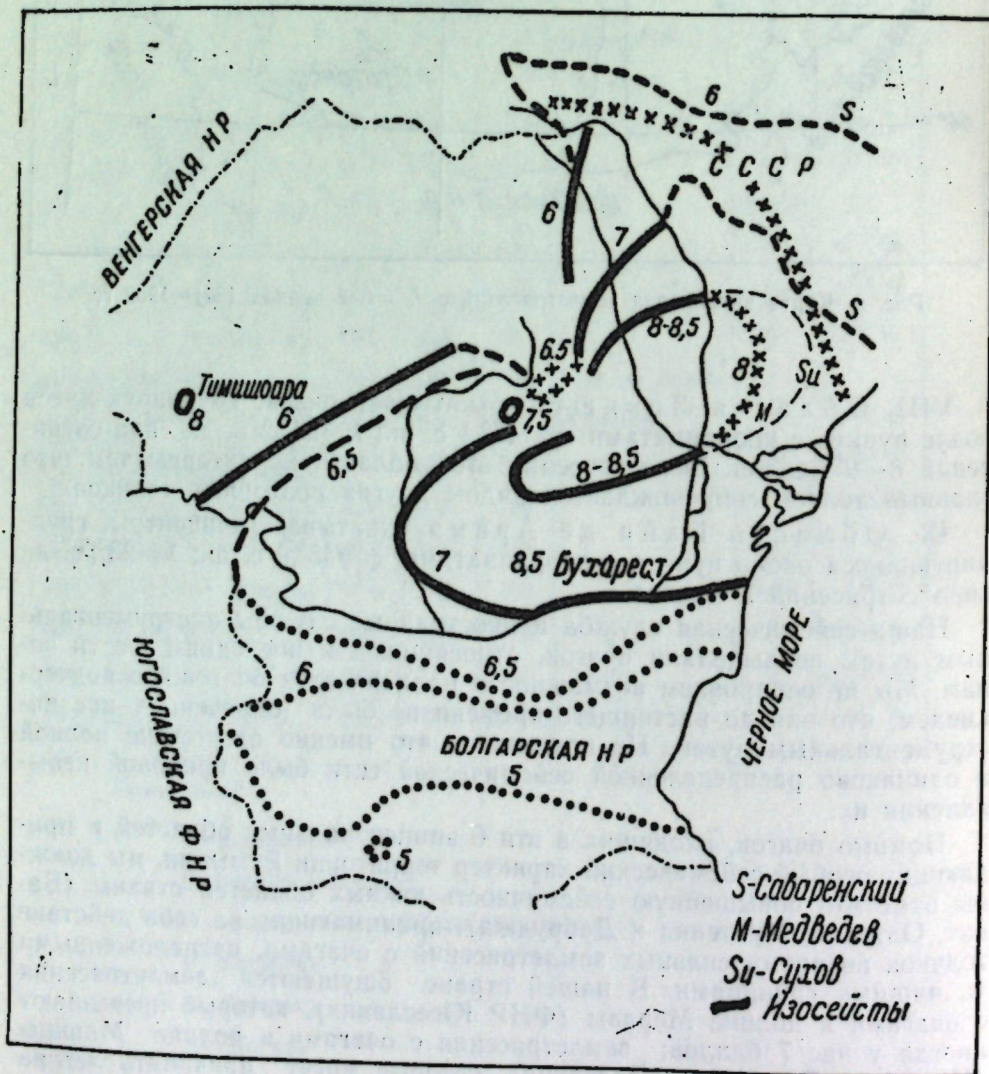


Рис. 10. Карта сейсмического районирования Румынской Народной Республики

На карте (рис. 10) выявлена характерная форма изосейст, которые далеко расходятся друг от друга по направлению к югу, востоку и северу, по направлению к западу сближаются и в Карпатской дуге во Вранче сходятся в своеобразный пучок расходящихся линий. Можно утверждать, что конфигурация всех изосейст глубоких землетрясений во Вранче такой будет и в будущем.

К румынской карте сейсмрайонирования приложены карты сейсмического районирования, выполненные С. В. Медведевым, Е. Ф. Саваренским и И. М. Суховым в СССР, проф. Кировым в Народной Республике Болгарии и проф. Бела Симоном на территории Трансильвании.

Карта, составленная румынским сейсмологическим отделом, сходится в общих чертах с картами соседних стран. Можно легко наблюдать довольно хорошую согласованность между результатами наших исследований и результатами исследований соседних стран.

На эту общую карту нанесены изосейсты 6 и 7 баллов, по работам Е. Ф. Саваренского (S), изосейсты 7 и 8 баллов по работам С. В. Медведева (M) и И. М. Сухова (Su), изосейсты 6 и 5 баллов по работам проф. Кирова, и в области Сфынту Георге, изосейсты 6 и 5 баллов по работам проф. Бела Симона.

Пунктиром можно было легко соединить эту последнюю кривую с болгарскими изосейстами 6 и 5 баллов.

Мы добавили также и изосейсту 8 баллов на западе страны, соответствующую землетрясению 27.V 1959 г.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Vít Kárník. Neue seismische Karten der Tschechoslowakei Geofyzikální sborník, Praha, 1958.
2. G. Petrescu și C. Radu. Seismicitatea și raionarea seismică a teritoriului R. P. R. în perioada 1901—1958, «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 1, 1961, Academia R. P. R.
3. G. Petrescu, C. Radu, P. Ionescu-Andrei. Activitatea seismică pe teritoriul R. P. R. în anul 1959. Asupra astenosferei și structurii scoarței terestre în reg. Vrancea, «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 2, 1961.
4. T. Iosif și C. Radu. Asupra caracteristicilor deformațiilor condiționate ale focarului adânc din Vrancea, «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 1, 1961, Academia R. P. R.
5. C. Radu. Asupra frecvenței și energiei cutremurelor adânci din Carpați «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 1, 1961, Academia R. P. R.
6. G. Petrescu și C. Radu. Contribuții la întocmirea hărții seismice a Europei, «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 1, 1961, Academia R. P. R.
7. C. Radu. Contribuții la întocmirea catalogului de cutremure carpatice «Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie», Nr. 1, 1961, Academia R. P. R.
8. C. Radu și T. Iosif. Asupra naturii falierii unor cutremure adânci din Vrancea «Probleme de Geofizică», Nr. 2, 1962, Academia R. P. R.
9. I. Atanasiu. Cutremurele de pământ din România, 1961, Academia R. P. R.



Г. ПЕТРЕСКУ, К. РАДУ

## СЕЙСМИЧИТАТЯ РЕПУБЛИЧИЙ ПОПУЛАРЕ РОМЫНЕ (1901—1960)

### Резумат

Ын артикол сынт адунате дателе деспре тоате кутремуреле де пэмынт, че ау авут лок ын декурсул а 60 де ань ын диферите режунь але Републичий Популаре Ромыне.

Студинд ачест богат материал ауторий ынчаркэ сэ трагэ конклузий деспре карактерул эпицентрелор, интенситатя ши адынчимя лор, прекум ши ситуация лор географикэ.

С'а стабилит, кэ адынчимя фокарелор кутремурелор путерниче, че с'ау продус ын мунций Вранча есте апроксиматив де 60—70 км (ачастэ адынчиме кореспунде нивелулуй луй Мохоровичич ын ачастэ режуне) ши, кэ фокареле кутремурелор се афлэ немжлочит суб скоарца литосферей.

Се фаче о компарацие ынтре структура жеоложикэ а мунцилор Карпачь ши ачея а мунцилор Хинду-куш, унде гросимя литосферей есте деасеменя фоарте маре.

Т. ИОСИФ, К. РАДУ

## ХАРАКТЕРИСТИКА ОБУСЛОВЛЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ГЛУБОКОГО ОЧАГА ВО ВРАНЧЕ

Сейсмический район изгиба Карпат изучен с самых разнообразных точек зрения как отечественными, так и зарубежными авторами. Здесь находятся очаги глубокофокусных землетрясений, обуславливающих сейсмичность южного и восточного районов РНР.

В настоящей работе подвергаются анализу с энергетической точки зрения сейсмические очаги Вранча, на основании имевших место здесь с 1.1.1937 по 31.1.1958 г. землетрясений. Сделаны также некоторые выводы об их повторяемости.

За этот период Бухарестская сейсмическая станция зарегистрировала 294 землетрясения в районе изгиба Карпат.

Критический анализ этих землетрясений (характер записей, разница между моментами вступления поперечных и продольных волн  $S-P$ ) привел нас к выводу, что 250 землетрясений (86%) произошли на глубине от 100 км и большей, остальные же 44 землетрясения (14%) — на меньшей глубине.

В одной из предыдущих работ [1], используя соотношение

$$M = \log \left( \frac{A}{T} \right) - \log \left( \frac{A}{T} \right)^* \quad (1)$$

и величины  $M$ , вычисленные на станции Пасадена, мы определили функцию расчета  $-\log \left( \frac{A}{T} \right)^*$  для волн  $P$  и  $S$  глубоких землетрясений Вранча ( $h \geq 100$  км), отмеченных сейсмическими станциями Бухареста и Кымпулунга.

Зная функцию  $-\log \left( \frac{A}{T} \right)^*$ , мы смогли определить интенсивность  $M$  для 59 землетрясений Вранча, имевших место с 1039 по 1956 г.

Из 250 глубоких землетрясений, примерно, у 25% была зарегистрирована также фаза  $P$ . Для остальных 75% была отмечена только фаза  $S$ , но исключительно отчетливо, даже при самых слабых землетрясениях.

В целях получения наиболее полного материала мы использовали для определения магнитуды  $M$  соотношение:

$$M = \log \left( \frac{A}{T} \right) + 2,74, \quad (1')$$

где,  $-\log \frac{A}{T}$  является функцией расчета, соответствующей волне  $S$  Бухарестской станции, а  $A$  и  $T$  — амплитуда (в микронах) и период (в секундах).

При помощи формулы (1') мы смогли определить интенсивность  $M$  всех землетрясений с предполагаемой глубиной очагов большей 100 км.

В табл. 1 приведены дата, когда произошло землетрясение, время его начала  $H$  и магнитуда  $M$ , рассчитанная при помощи формулы (1).

Величины  $M$  землетрясений, указанные в табл. 1, дают нам гомогенный материал, при помощи которого мы можем построить график Беньоффа — разрядки эластических напряжений глубокого очага Вранча.

Если считать, что потенциальная эластическая энергия, накопленная в процессе приготовления землетрясения, частично превращается в кинетическую энергию, то для построения графика Беньоффа очень важно, чтобы эта часть была каждый раз одна и та же. В этом случае энергия сейсмических волн  $E$  по Беньоффу [2] дается по формуле:

$$E = C^2 \varepsilon^2, \quad (2)$$

где  $C$  — коэффициент, зависящий от величины деформированной среды, модуля эластичности и части потенциальной энергии, которая превращается в кинетическую энергию. Для данного очага этот коэффициент можно считать постоянной величиной;

$\varepsilon$  — среднее эластичное напряжение, предшествующее землетрясению. Таким образом, для данной деформации квадратный корень из кинетической энергии пропорционален эластичному напряжению, вызывающему землетрясение.

Следовательно, задача сводится к определению освобожденной землетрясением энергии. Обычно эта величина определяется из значений магнитуды  $M$  при помощи формулы:

$$\log E = a + b M. \quad (3)$$

Для величины  $a$  и  $b$ , различные авторы [3, 4, 5] дали различные значения:

$$a = 12 \quad b = 1,8 \quad (3')$$

$$a = 9 \quad b = 1,8 \quad (3'')$$

$$a = 11 \quad b = 1,6 \quad (3''')$$

В. Гутенберг и С. Ф. Рихтер [5, 6] предлагают формулу для нормального землетрясения:

$$\log E = 9,4 + 2,14 M - 0,054 M^2, \quad (4)$$

а в случае глубокофокусного —

$$\log E = 8,8 + 2 \log h + 1,8 M, \quad (5)$$

или

$$\log E = 9,5 + 3,2 \log h + 1,1 \cdot I_0. \quad (6)$$

В последующем изложении мы уделим больше внимания колебаниям энергии во времени, чем ее абсолютным значениям, и, таким образом, можем использовать любую из формул (3—5).

Беньофф [2] указал, что характеристики деформации повторных подземных толчков могут быть выражены формулой:

$$E = a + b \log t, \quad (7)$$

где  $a$  и  $b$  являются постоянными, а  $t$  представляет время, рассчитанное с момента главного толчка.

Таблица 1

№ п/п	Дата	$H$	$M$	№ п/п	Дата	$H$	$M$
1	1937. I.26	19 <sup>h</sup> m	4,9	32	XI.13	17 11	3,9
2	1938. VII.4	23	4,2	33	XI.14	14 37	5,0
3	VII.13	20	5,25P	34	XI.14	22 33	4,4
4	1939. IV.5	16	3,5	35	XI.15	10 54	3,9
5	IV.24	20	4,8	36	XI.16	22 31	4,5
6	VI.30	12	4,0	37	XI.17	06 01	4,7
7	VIII.1	19	3,3	38	XI.19	20 27	5,25P
8	VIII.3	22	4,8	39	XI.20	08 09	3,5
9	IX.5	06	5,25P	40	XI.20	09 44	3,9
10	1940. II.10	18	4,8	41	1940. XI.20	12 <sup>h</sup> 58 <sup>m</sup>	3,5
11	V.7	07	4,4	42	XI.21	01 21	4,3
12	VI.24	09	5,5P	43	XI.21	12 18	3,3
13	IX.27	13	3,5	44	XI.22	02 30	4,7
14	X.3	15	3,7	45	XI.22	09 35	3,7
15	X.22	06	6,5P	46	XI.23	14 50	5,3
16	XI.8	12	5,5P	47	XI.24	21 39	3,6
17	XI.10	01 39	7,4P	48	XI.25	12 19	3,5
18	XI.10	08 14	3,4	49	XI.25	13 31	3,5
19	XI.10	09 03	4,1	50	XI.27	8,13	4,4
20	XI.10	10 40	4,0	51	XII.1	17 13	5,2
21	XI.10	13 28	4,5	52	XII.6	19 58	4,3
22	XI.10	13 37	4,4	53	XII.10	01 35	4,9
23	XI.10	13 40	3,5	54	1941. I.6	16 16	4,2
24	XI.10	16 41	4,6	55	I.12	15 48	3,7
25	XI.10	19 47	4,3	56	I.13	02 29	3,4
26	XI.10	21 41	4,4	57	I.13	02 39	3,4
27	XI.11	06 34	5,5P	58	I.29	07 04	5,1
28	XI.12	14 48	4,2	59	II. 2	04 44	3,8
29	XI.12	20 57	4,1	60	II.11	08,32	4,1
30	XI.13	05 45	4,1	61	II.13	10 28	3,8
31	XI.13	16 51	4,9	62	III.16	06 50	4,5

## Продолжение

№ п/п	Дата	Н	М	№ п/п	Дата	Н	М
63	1941. IV.4	19 27	4,6	94	1943. VII.10	02	4,9
64	V.14	13 45	4,4	95	VIII.6	01	3,9
65	V.19	20 25	4,3	96	IX.21	01	3,9
66	VI.27	02 55	4,6	97	X.13	22	4,1
67	VII.3	10 43	4,4	98	X.15	06	4,0
68	VII.29	08	3,8	99	X.20	01	3,9
69	IX.5	08	4,7	100	XII.5	15	3,6
70	IX.26	07	4,1	101	XII.11	01	3,5
71	XII.10	07	4,9	102	XII.22	15	4,7
72	1942. III.8	22	4,0	103	1944. II.25	16	5,2
73	III.17	00	4,6	104	III.12	21	4,6
74	IV.27	10	4,8	105	III.26	17	4,1
75	V.5	04	4,5	106	V.28	13	3,8
76	VI.7	05	4,0	107	VI.6	13	3,4
77	VI.29	19	5,0	108	VII.8	10	4,4
78	VIII.27	05	4,2	109	VIII.11	15	3,6
79	IX.20	05	4,9	110	IX.8	06	4,5
80	1942. IX.20	20	4,2	111	IX.10	09	3,8
81	X.3	12	4,5	112	XII.17	12	4,0
82	X.14	22	4,1	113	1945. I.19	16	3,9
83	1943. I.4	10	4,3	114	I.19	23	4,3
84	I.5	09	4,1	115	II.20	03	4,5
85	I.17	02	3,7	116	III.12	16	5,0
86	II.8	09	3,9	117	III.12	20	5,5
87	IV.23	20	3,9	118	IX.7	15	6,5 P
88	V.18	18	4,4	119	IX.14	17	5,1
89	V.19	07	3,9	120	X.23	07	4,4
90	VI.3	06	3,8	121	1945. XII.9	06	6,0 P
91	VI.22	04	4,1	122	1946. VII.9	00	4,4
92	VI.22	19	3,5	123	X.2	17	3,8
93	VI.28	14	4,0	124	X.3	07	4,9

## Продолжение

№ п/п	Дата	Н	М	№ п/п	Дата	Н	М
125	XI.3	18	5,5P	156	II.17	18	4,5
126	XI.15	01	4,7	157	III.20	17	4,6
127	1947. I.8	09	4,4	158	VI.26	18	4,2
128	II.15	17	3,9	159	IV.27	03	3,9
129	III.13	14	4,4	160	VI.20	01	5,5
130	V.15	10	4,3	161	1950. VII.14	06	4,9
131	V.29	00	4,3	162	VII.25	07	4,6
132	VIII.30	03	4,7	163	1951. I.23	00	3,9
133	X.17	13	5,4	164	III.18	11	4,9
134	XI.22	23	4,8	165	IV.1	01	3,9
135	XI.23	11	3,6	166	VIII.27	13	3,8
136	XI.24	20	3,7	167	X.3	00	3,6
137	1948. I.28	02	4,9	168	XII.4	00	4,2
138	III.13	21	5,2	169	XII.13	16	4,3
139	III.22	21	3,9	170	XII.27	04	4,4
140	IV.18	09	4,2	171	1952. II.1	01	4,1
141	IV.24	12	4,8	172	V.6	04	3,5
142	IV.29	00	5,0	173	VII.14	21	4,2
143	V.29	04 42	4,0	174	VII.16	03	4,6
144	V.29	04 48	5,75P	175	VII.28	16	2,8
145	VII.7	12	4,1	176	VIII.3	16	5,2
146	VII.29	08	4,9	177	XII.10	23	3,8
147	VIII.9	07	4,5	178	1953. II.22	17	4,4
148	VIII.20	18	4,2	179	V.9	02	4,5
149	XII.22	04	4,7	180	V.17	02	5,0
150	1949. IX.30	05	4,0	181	VII.3	15	4,1
151	X.10	21	3,8	182	1954. II.11	08	3,4
152	XI.25	03	4,7	183	IV.8	15	4,1
153	XII.23	19	4,0	184	IV.13	10	4,9
154	XII.26	03	5,3	185	V.9	09	3,9
155	1950. I.16	04	5,3	186	VI.4	22	3,4

Продолжение

№ п/п	Дата	H	M	№ п/п	Дата	H	M
187	VI.26	08	3,5	218	II.13	13	4,0
188	VII.5	21	2,7	219	II.16	15	3,9
189	IX.6	07	3,7	220	III.2	23	3,9
190	X.5	07	3,8	221	III. 8	11	2,7
191	X.21	12	4,5	222	III.11	15	2,7
192	X.27	01	4,3	223	V.7	03	3,8
193	X.27	04	4,3	224	VIII.16	23	4,2
194	XI.4	21	3,2	225	VIII.21	17	3,7
195	XI.8	19	2,8	226	IX.23	07	4,1
196	XI.25	14	3,1	227	XI. 4	01	3,7
197	XII.27	20	3,8	228	XI.18	16	4,2
198	1955. I.16	11	2,7	229	XI.19	05	3,7
199	I.20	19	2,7	230	XI.29	21	3,5
200	IV.26	00	3,7	231	XII.10	23	3,8
201	1955. V.1	21	5,5	232	1957. I.6	02	3,0
202	V.26	06	3,9	233	II.17	17	2,7
203	V.28	02	3,2	234	III.2	00	3,5
204	VII.19	07	4,0	236	VI.29	23	3,2
205	VII.20	07	3,5	237	IX.28	12	3,5
206	IX.14	11	3,4	238	XII.2	04	4,3
207	IX.19	11	2,7	239	1958. II.16	09	3,4
208	IX.19	13	3,6	240	III.20	04	3,7
209	IX.25	05	3,2	241	1958. IV.7	15 25	3,13
210	X.25	03	3,5	242	V.21	04 43	2,66
211	X.29	08	2,7	243	VI. 2	16 29	3,52
212	XI. 9	13	4,6	244	VI. 9	18 47	4,07
213	XI.14	17	4,6	245	VI.25	07 22	4,50
214	XI.28	16	3,2	246	VII.20	00 25	3,46
215	XII.24	18	3,7	247	VII.24	23 03	3,31
216	XII.27	08	4,6	248	VIII.1	02 12	3,54
217	1956. I.4	21	3,1	249	VIII.3	11 57	2,74
				250	VIII.4	10 06	3,24

Формула (7) была установлена на основании лабораторных исследований и соответствует пластическим деформациям, вызванным сжатием.

Для других повторных толчков энергетическая характеристика выражается формулой:

$$E = c + d(1 - e^{-\alpha T_0^{0,5}}) \quad (8)$$

где:  $c, d, \alpha$  — постоянные,  $T_0 = t - t_0$ , и  $t_0$  тоже постоянные величины. Мы использовали формулу (3'') для того, чтобы иметь возможность сделать сравнение с другими, построенными Беньоффом графиками, как для наиболее сильных землетрясений, происшедших на земном шаре после 1904 г., так и для некоторых сейсмических районов с большой площадью распространения [7].

Что касается землетрясений в районе Вранча, то этот вопрос упрощается ввиду того, что они происходят здесь приблизительно из одного и того же очага. Как мы указали, пространственно эти землетрясения отчетливо локализованы и охватывают сравнительно небольшую площадь. Естественно, что напряжения распространяются на большую площадь, но освобождение их происходит внутри эпицентрального пространства.

Следует отметить, что при построении кривой Беньоффа разряжение эластических напряжений или же, что является тождественным, роста кинетической энергии, освобожденной во время землетрясения, предел магнитуды должен быть выбран таким образом, чтобы были представлены все наиболее сильные землетрясения, а исключение наиболее слабых не изменило бы характеристик кривой, кроме наиболее абсолютных значений.

На рис. 1 в полулогарифмических координатах показано разряжение напряжений при повторных толчках землетрясения 10 ноября 1940 г., которое можно считать законченным к концу декабря 1940 г.

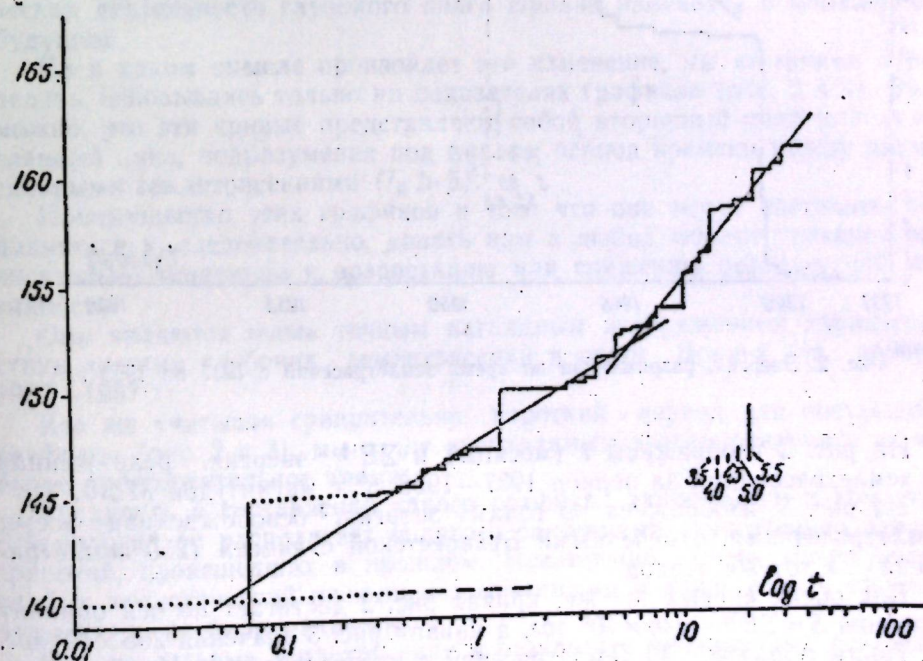


Рис. 1. Разряжение напряжений при повторных толчках землетрясения 10 ноября 1940 г.

На абсциссе даны величины  $\log t$ , а на ординате  $\Sigma E^{1/2}$ , считая момент возникновения землетрясения, как начало системы координат.

На рисунке показано, что среднее увеличение освобожденной энергии может быть изображено двумя основными отрезками (сегментами), на которых каждый может быть представлен уравнением типа (7).

Согласно Беньоффу такая кривая соответствует эластичному сжатию.

Отмечаем, что между  $t=0,0$  ( $01^h 39^m$ ) и  $t=0,27$  ( $0,8^h 14^m$ ) не отмечено ни одного землетрясения. Все же из графика следует, что произошло еще несколько повторных толчков, равных землетрясению с  $M=5,7$ . Отсутствие землетрясений в указанный период объясняется тем, что в эти часы маятники сейсмической станции г. Бухареста — единственной, работающей вблизи эпицентра, не действовали, будучи испорчены первым толчком главного землетрясения.

Энергия разрядки землетрясения 10 ноября 1940 г. согласно формуле (3') равна  $2,1 \times 10^{22}$  эрг, в то время как энергия, разряженная повторными толчками этого землетрясения (включая толчки, эквивалентные магнитуде  $M=5,7$  указанной выше), равна  $2,6 \times 10^{20}$  эрг. Следовательно, между энергией, освобожденной основным землетрясением и энергией, освобожденной всеми 37 повторными толчками, существует соотношение равное  $\approx 10^2$ .

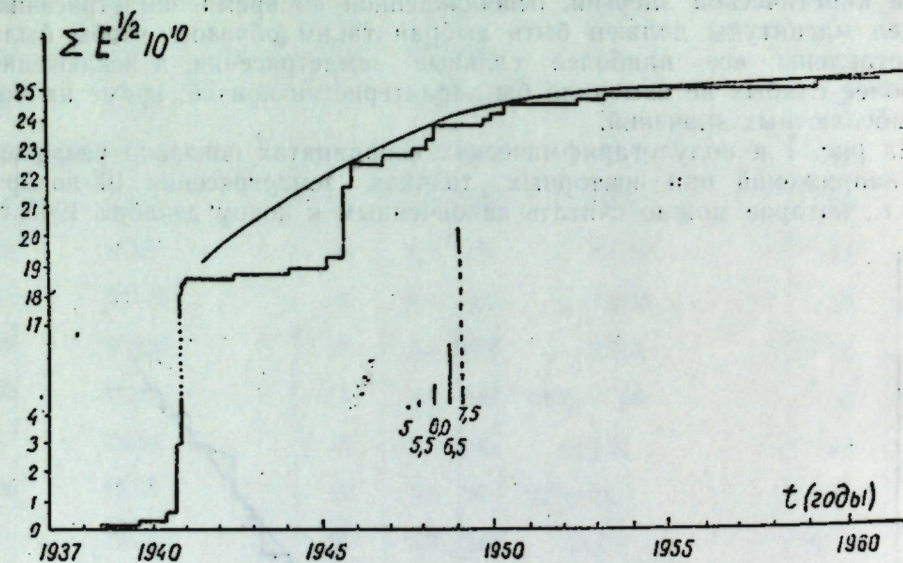


Рис. 2. Энергия, разряженная во время землетрясений с 1937 по 1958 г.

На рис. 2 изображены  $t$  (месяцы) и  $\Sigma E^{1/2}$  энергия, разряженная 30 землетрясениями за период 1937—1958 гг. с магнитудой  $M \geq 5$ .

На рис. 3. изображена по годам энергия, освобожденная всеми землетрясениями, отмеченными Бухарестской станцией (250 землетрясений) за тот же период.

Вид обеих кривых тот же; кривая рис. 2 достигает по оси ординат значения  $S = \Sigma E^{1/2} = 246 \times 10^9$  эрг, а кривая рис. 3 значения  $295 \times 10^9$  эрг. Таким образом, 30 землетрясений с интенсивностью  $M \geq 5$  составляют  $5/6$  общей освобожденной энергии, в то время как 220 землетрясений с  $M < 5$ , составляют всего  $1/6$  общей освобожденной энергии.

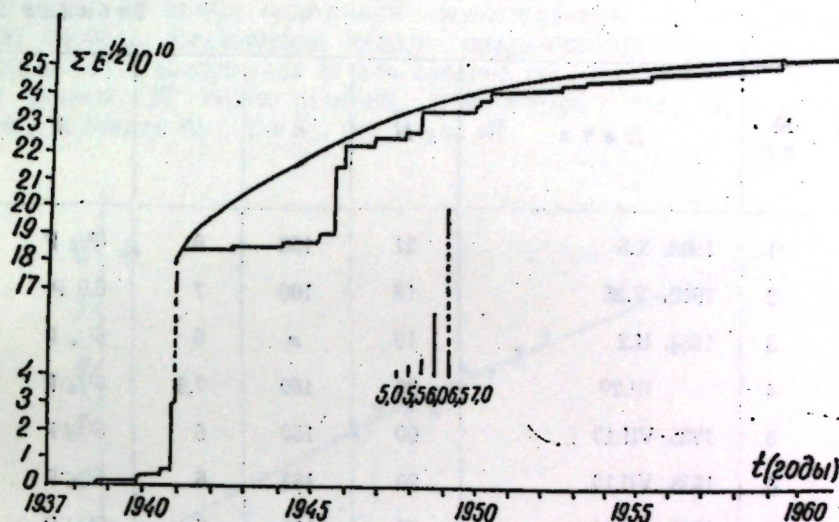


Рис. 3. Энергия, разряженная во время 250 землетрясений с 1937 по 1958 г.

После главного землетрясения, как показано на рис. 2 и 3, интенсивность сейсмической активности со временем понижается.

Отмечается, что характеристика возрастания энергии, освобожденной землетрясением после 1940 г., принадлежит классу, в котором разряжаемые напряжения представлены условной формулой (7), соответствующей пластическим деформациям.

Мы заметили, что кривые рис. 2 и 3 имеют тенденцию к выполаживанию (выравниванию). Таким образом, можно ожидать, что сейсмическая деятельность глубокого очага Вранча изменится в ближайшем будущем.

Но в каком смысле произойдет это изменение, мы не можем определить, основываясь только на показателях графиков (рис. 2 и 3). Возможно, что эти кривые представляют собой вторичный цикл или даже главный цикл, подразумевая под циклом период времени между двумя сильными землетрясениями ( $I_0 \geq 8$ ).

Преимущество этих графиков в том, что они могут постоянно пополняться и, следовательно, давать нам в любой момент указания относительно тенденции к возрастанию или снижению сейсмической активности.

Они являются очень точным наглядным изображением характеристики энергии глубоких землетрясений в очаге Вранча за период 1937—1957 гг.

Все же учитывая сравнительно короткий период для построения графиков (рис. 2 и 3), мы сочли необходимым экстраполировать их на более продолжительное время.

Трудность в составлении такого графика заключается в том, что сейсмология не располагает полными сведениями относительно землетрясений, происшедших в прошлом. Несомненно, очень много более слабых землетрясений прошли незамеченными и даже, если и ощущались, нигде не были отмечены.

Все же сильные землетрясения в результате причиненных разрушений, были описаны в различных работах.

Балльность землетрясений была оценена согласно шкале Меркалли — Зибберга — Канкани (шкала с 12 баллами).

Таблица 2

№ п/п	Дата	$H$	$n$	$I_0$	$M$
1	1908. X.6	21	150	8	6 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> P
2	1912. V.25	18	100	7	6,0 P
3	1934. II.2	19	$n$	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P
4	III.29	20	150	7,5	6 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P
5	1935. VII.13	00	150	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P
6	1938. VII.13	20	163	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P
7	1940. VI.24	09	115	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P
8	X.22	06	122	7,5	6,5 P
9	XI.8	12	150	6	6 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P
10	XI.10	01	150	9,5	7,4 P
11	XI.11	06	150	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P
12	XI.19	20	150	6	5 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> P
13	1945. III.12	20	150	6	5,52 B
14	XII.9	06	100	6,5	6,0 P
15	1946. XI.3	18	150	6	5 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> P
16	1948. III.13	21	150	5	5,19 B
17	IV.24	12	150	4,5	4,80 B
18	IV.29	00	150	4,5	5,01 B
19	V.29	04	150	6,5	5 <sup>3</sup> / <sub>4</sub> P
20	1950. I.16	04	150	5,5	5,31 B
21	VI.20	01	150	6	5,53 B
22	1951. III.18	11	150	4,5	5,01 B
23	1952. VIII.3	16	100	5	5,2 B
24	1953. V.17	02	122	4,5	5,0 B
25	1954. IV.13	10	140	4,5	4,88 B
26	1955. V.1	21	150	5	5,35 B

Примечание: P-Пассадена; B-Бухарест;  $n$ -нормальная глубина очага.

Для построения кривой Бенюффа по освобождению напряжений, накопленных во время подготовки землетрясений, мы установили в первую очередь соотношение между максимальной балльностью  $I_0$  (в эпицентре) и магнитудой  $M$  для средней глубины в 150 км на основании данных 27 землетрясений, отмеченных в табл. 2, в которой имеются значения как для  $I_0$ , так и для  $M$ .

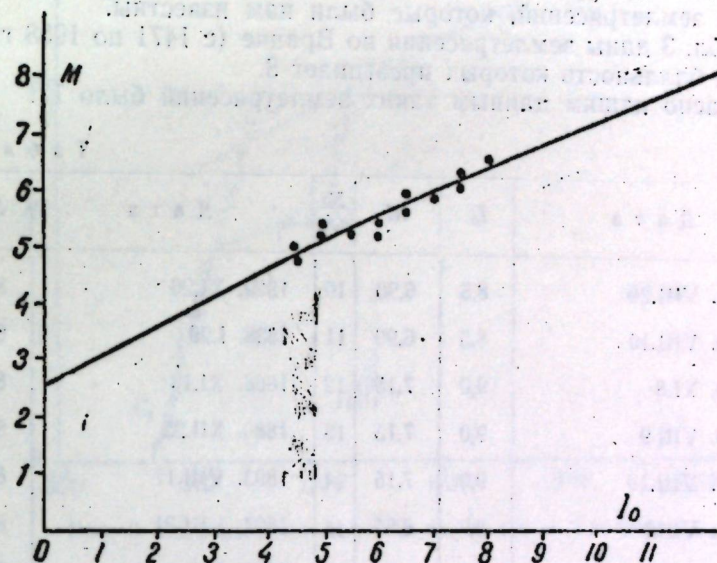


Рис. 4. Соотношение между максимальной балльностью  $I_0$  и магнитудой  $M$  по данным 27 землетрясений с 1908 по 1955 г.

Прямая, проведенная между точками, изображающими землетрясения в системе координат  $M, I_0$  рис. 5, получена на основании уравнения

$$M = 0,51 \cdot I_0 + 2,55 h; h = 150 \text{ км} \quad (9)$$

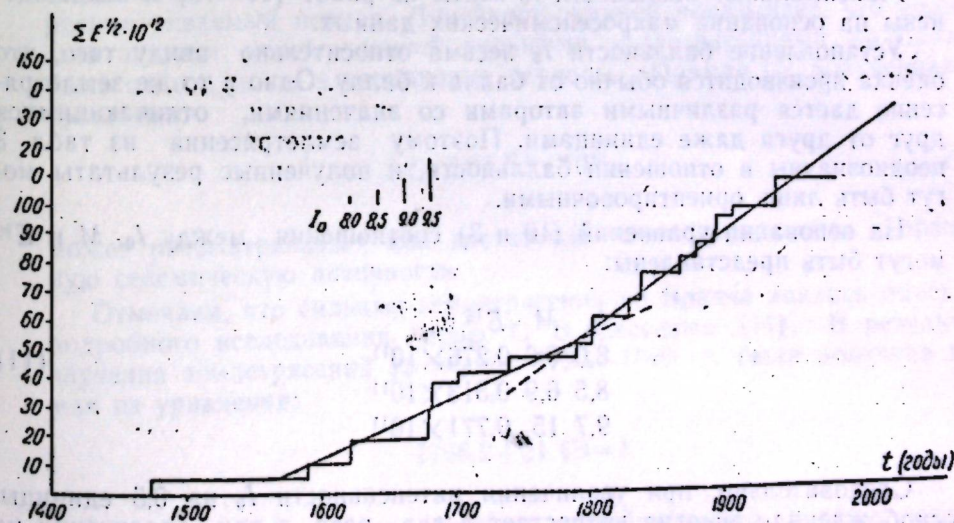


Рис. 5. Энергия землетрясений за 486 лет

Среднее отклонение значения  $M$  в отношении расчета  $0 = \pm 0,15$ . Напомним уравнение, данное И. В. Шебалиным [10], которое в случае глубины очага в 150 км превращается в

$$M = 0,67 I_0 + 1,33. \quad (10)$$

При помощи уравнения (10) мы рассчитали интенсивность всех сильных землетрясений, которые были нам известны.

В табл. 3 даны землетрясения во Вранче (с 1471 по 1958 г.), максимальная балльность которых превышает 8.

Согласно нашим данным таких землетрясений было 17.

Таблица 3

№ п/п	Дата	$I_0$	$M$	№ п/п	Дата	$I_0$	$M$
1	1471. VIII.29	8,5	6,90	10	1829. XI.26	8,5	6,90
2	1590. VIII.10	8,5	6,90	11	1838. I.29	9,0	7,15
3	1620. XI.8	9,0	7,15	12	1868. XI.13	8,5	6,90
4	1679. VIII.9	9,0	7,15	13	1880. XII.25	8,5	6,90
5	1681. VIII.19	9,0	7,15	14	1893. VIII.17	8,0	6,65
6	1701. VI.12	8,0	6,65	15	1894. VIII.31	8,5	6,90
7	1783. VI.11	8,5	6,90	16	1908. X.6	8,0	9,75 P
8	1790. IV.6	8,0	6,65	17	1940. XI.10	9,5	7,40 P
9	1802. X.26	9,0	7,15				

До 1800 г. сведения неполны и, конечно, таблица не содержит всех происшедших сильных землетрясений. Но после этой даты перечень этих землетрясений стал более или менее полным.

Максимальные балльности  $I_0$  взяты из работ [11—15] и были оценены на основании макросейсмических данных.

Установление балльности  $I_0$  весьма относительно ввиду того, что оценка производится обычно от балла к баллу. Одно и то же землетрясение дается различными авторами со значениями, отличающимися друг от друга даже единицами. Поэтому землетрясения из табл. 3 неоднозначны в отношении балльности, и полученные результаты могут быть лишь ориентировочными.

На основании уравнений (10 и 3) соотношения между  $I_0$ ,  $M$  и  $E^{1/2}$  могут быть представлены:

$$\begin{array}{l} I_0 \quad M \quad E^{1/2} \\ 8,0 \quad 6,6 \quad 0,276 \times 10^{11} \\ 8,5 \quad 6,9 \quad 0,513 \times 10^{11} \\ 9,7 \quad 15 \quad 0,771 \times 10^{11} \end{array} \quad (11)$$

Следовательно, при увеличении интенсивности  $I_0$  на 0,5 единицы, освобожденная энергия возрастает в два раза, а при увеличении на 1 единицу — в три раза.

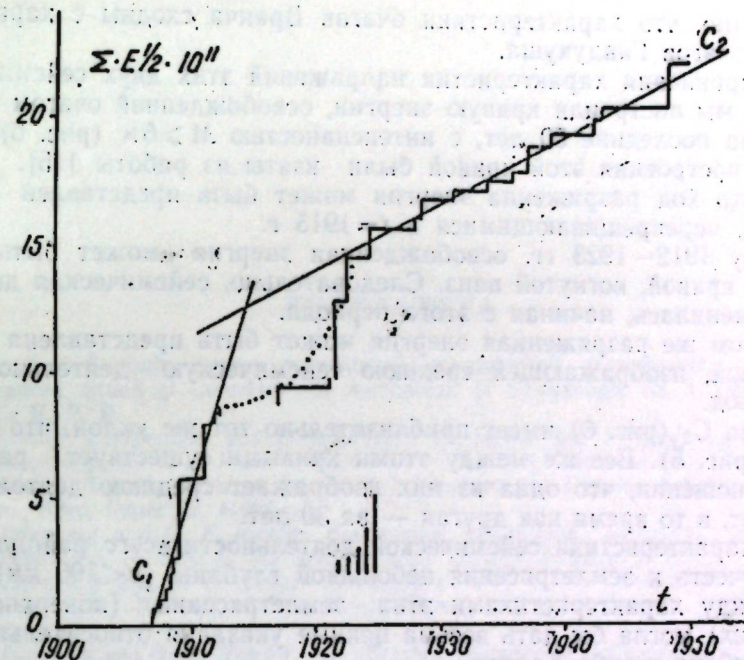


Рис. 6. Энергия землетрясений за 50 лет в Гиндукуше

Из табл. 3 следует, что наиболее сильным было землетрясение 1940 г. ( $I_0=9,5$ ). Большинство исследователей приписывают ему все же 9 баллов, поэтому на графике (рис. 6) мы так его и отметили.

Рис. 5 указывает нам, что напряжения могут быть изображены двумя прямыми ( $C_1$ ,  $C_2$ ), пересекающимися в  $t=1786$  г. Отсюда приходим к выводу, что начиная с 1780 г. современная сейсмическая активность усилилась. Небольшой уклон первой кривой объясняется неполными сведениями относительно сильных землетрясений, происшедших за рассматриваемый период. Линейность кривой показывает, что количество энергии, освобожденной сильными землетрясениями во Вранче, было одно и то же в одинаковые периоды. Прямая  $C_2$ , полученная из уравнения:

$$t = 2,94 E^{1/2} \cdot 10^{12}, \quad (12)$$

может рассматриваться как достаточно точно передающая современную сейсмическую активность.

Отмечаем, что сильные землетрясения во Вранче явились объектом подробного исследования проф. С. В. Евсеевым [14]. В результате изучения землетрясений за период 1790—1840 гг. была получена прямая из уравнения:

$$1766,2 + 21,4\mathcal{E} = t, \quad (13)$$

где  $\mathcal{E}$  — общее количество энергии, освобожденной очагом, начиная с 1790 г.

\* \* \*

Известно, что характеристики очагов Вранча сходны с характеристиками очагов Гиндукуша.

Для сравнения характеристик напряжений этих двух сейсмических областей мы построили кривую энергии, освобожденной очагом в Гиндукуше за последние 50 лет, с интенсивностью  $M \geq 6$  (рис. 6). Данные для построения этой кривой были взяты из работы [15]. Отмечается, что ход разряжения энергии может быть представлен двумя прямыми, перекрещивающимися в  $t=1915$  г.

Между 1912—1923 гг. освобожденная энергия может быть представлена кривой, вогнутой вниз. Следовательно, сейсмическая деятельность изменилась, начиная с этого периода.

В целом же разряженная энергия может быть представлена условной кривой, изображающей среднюю сейсмическую деятельность за этот период.

Кривая  $C_2$  (рис. 6) имеет приблизительно тот же уклон, что и кривая  $C_1$  (рис. 5). Все же между этими кривыми существует различие в том отношении, что одна из них изображает среднюю деятельность за 200 лет, в то время как другая — за 30 лет.

Для характеристики сейсмической деятельности всего района необходимо учесть и землетрясения небольшой глубины ( $h < 100$  км). Разница между характеристиками этих землетрясений (поверхностных и глубоких) могла бы дать весьма ценные указания относительно тектоники района изгиба Карпат.

В настоящее время в Румынской Народной Республике мы лишены возможности это сделать, ввиду того, что не располагаем уравнением для определения интенсивности землетрясений небольшой глубины.

Этот вопрос составит объект будущих исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

1. T. Iosif și C. Radu. Asupra determinării magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea, Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie Nr. 1, 1959. Academia R. P. R.
2. H. Benioff. Earthquakes and Rock Creep, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 41, nr. 1, 1951.
3. B. Gutenberg and C. F. Richter. Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press (1949).
4. H. Benioff. Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Activity, Czol. Soc. Am., Spec. Paper 62. (1955 a.).
5. B. Gutenberg and C. F. Richter. Earthquake, magnitude, intensity, energy, and acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, 1956.
6. B. Gutenberg and C. F. Richter. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, Bulletin of The Seismological Society of America, vol. 32, p. 3. July 1942.
7. Markus Bath and Hugo Benioff, The aftershock sequence of the Kamchatka earthquake of november 4, 1952, Bulletin of The Seismological Society of America, vol. 48, p. 1, 1958.
8. H. B. Шебагин. Использование соотношения между интенсивностью и балльностью землетрясений для оценки астеносферы в районе Вранча (Карпаты), «Studia geoph. et geog.», Прага, 1958.
9. I. G. Popescu. Etude comparative sur quelques tremblements de terre de Roumanie du type de celui 10 novembre 1940, C. R. l'Acad. Sci. de Roumanie, vol. V, No. 3, 1941.
10. I. G. Popescu. Considerations sur les tremblements de terre de Roumanie, C. R. l'Acad. Sci. de Roumanie, vol. II, No. 1, 1937, pp. 80—85.
11. Réthly Antal. A Kárpátmedencek foldrengesei, Budapest. 1952.
12. С. В. Медведев. Опыт нового районирования Молдавской ССР по зонам сейсмической активности. Труды Геофизического института АН СССР, № 5(132).
13. С. В. Евсеев. До питання про сейсмічність Української РСР, «Геологічний журнал», т. XIV, вип. 4, 1954.
14. S. V. Evseev. Cu privire la problema repetării cutremurelor din regiunea Vrancea. Comunicare făcută la București cu ocazia unei vizite științifice.
15. B. Gutenberg and C. F. Richter. Seismicity of the Earth, 1954.



Т. ИОСИФ, К. РАДУ

## КАРАКТЕРИСТИКА ТЕНСИУНИЛОР КОНДИЦИОНАТЕ АЛЕ ФОКАРУЛУИ АДЫНК ДИИ ВРАНЧА

### Резумат

Ауторий артиколулуй ышь пун проблема де а калкула энергия кутремурелор.

Фолосинду-се де формулеле луй Беньоф ей калкулязе энергия тен-  
сиуний еластиче а фокарулуй адынк (песте 100 км) дин Вранча.

Енергия, елибератэ ын декурсул уней периаде ануите есте арэ-  
татэ ку ажуроул курбелор, чея че пермите де а луа ноциуне деспре ак-  
тивитатя сейсмике ши вариация ей ын декурсул уней фракциунэ де  
тмп.

Тотуш липса дателор деспре кутремуреле ку фокаре де микэ адын-  
чине ну дэ посибилитатя де а жудека деспре ачест процес ын ынтре-  
жине.

### СОДЕРЖАНИЕ

<i>Эдельштейн А. Я.</i> К вопросу о распространении силура в Днестровско-Прутском междуречье . . . . .	3
<i>Собецкий В. А.</i> Материалы к фаунистической характеристике юрских отложений западной части предбурдужского прогиба . . . . .	11
<i>Саянов В. С., Рошка В. Х., Перес Ф. С.</i> Опыт сопоставления миоценовых разрезов северной части Молдавской ССР по прослоям вулканогенных пород . . . . .	18
<i>Рошка В. Х., Саянов В. С.</i> О криптомактровых слоях среднего сармата на территории Молдавской ССР . . . . .	30
<i>Хубка А. И.</i> Основные закономерности формирования верхнесарматских отложений Днестровско-Прутского междуречья . . . . .	35
<i>Макареску В. С., Слюсарь В. С.</i> Структурные особенности неогенового покрова эпигерцинской платформы Бессарабии . . . . .	44
<i>Бургелл Н. К.</i> Гейландит из сеноманских отложений Молдавии . . . . .	61
<i>Петреску Г., Раду К.</i> Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901—1960 годов . . . . .	68
<i>Иосиф Т., Раду К.</i> Характеристика обусловленных напряжений глубокого очага во Вранче . . . . .	91

**ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ**

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
6	Графа 5, строка 5—6	гипсо-гидриты	гипсоангидриты
6	Графа 10, строка 3	разрыва	размыва
13	22 сверху	Ниже толщи и переслаивания	Ниже толщи переслаивания
15	4 снизу	Л. Г. Дайн	Л. Г. Дани
15	8 снизу	брекции	брекчин
91	11 снизу	с 1039	с 1939
98	5 сверху	на которых	из которых

Известия Академии наук Молдавской ССР, № 4

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК МОЛДАВСКОЙ ССР  
№ 4

Редактор *Р. З. Кашуткин*  
Художественный редактор *В. Л. Пленцовский*  
Технический редактор *С. А. Полонский*  
Корректор *А. В. Вяткина*

Сдано в набор 11/V 1962 г. Подписано к печати 14/VII 1962 г.  
Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 6,75. Уч.-изд. л. 6,25.  
АБ0-1080. Тираж 500 экз. Заказ 392. Цена 45 коп.

Издательство «Штиинца» Академии наук Молдавской ССР  
Кишинев, проспект Ленина, 1

Типография издательства «Штиинца». Кишинев, Куйбышевский пер., 17