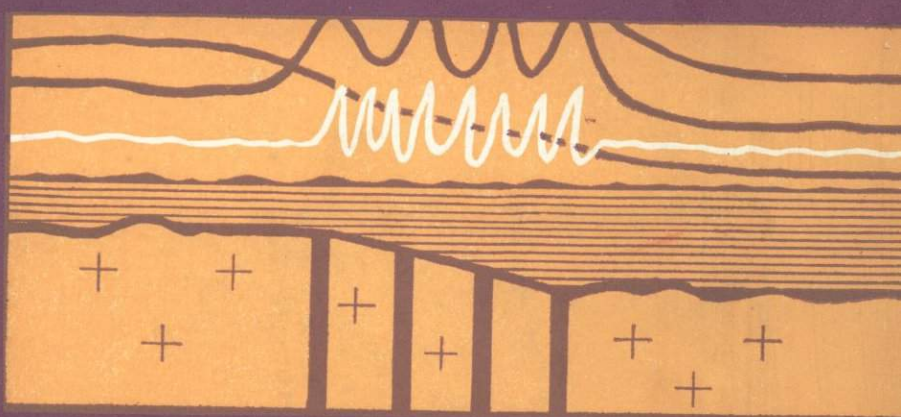
Г. Т. СОБАКАРЬ

РОЛЬ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

Г. Т. СОБАКАРЬ

РОЛЬ РАЗЛОМНО - БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

2393

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1976

УДК 551.24

В работе рассмотрены эволюция взглядов на тектонику Северного Приазовья, физико-геологическая характеристика района (плотность, магнитные, электрические и упругие свойства горных пород); даны характеристика и анализ геофизических полей, принципы их интерпретации; описаны тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий и связь разломной тектоники с современными вертикальными движениями земной коры.

Рассчитана на геофизиков и геологов.

Ответственный редактор С.И.СУББОТИН

Рецензенты А.В.ЧЕКУНОВ, И.И.ЧЕБАНЕНКО

Редакция наук о Земле

С $\frac{20804 - 385}{M221\ (04) - 76}$ 308 - 76

© Издательство "Наукова думка", 1976 г.

Предисловие

Северное Приазовье занимает территорию от Днепра на западе почти до меридиана г.Новочеркасска на востоке. На юге границей его является Азовское море, а на севере – Донбасс.

В структурном отношении территория занята в основном Приазовским кристаллическим массивом – юго-восточным продолжением Украинского щита (УЩ), от которого он отделен Орехово-Павлоградским синклинорием. На севере массив граничит с Днепровско-Донецким авлакогеном, отделен от него Южно-Донбасской системой глубинных разломов; на юге – со Скифской эпигерцинской платформой, с которой также сочленяется через систему тектонических нарушений. Восточная граница массива пока еще достоверно не установлена. Вероятнее всего, он заканчивается в междуречье Грузского, Мокрого и Сухого Еланчиков.

Днепровско-Донецкий авлакоген – структурный элемент Восточно-Европейской платформы; он выполнен мощной толщей в основном каменноугольных отложений и значительно менее мощными мезо-кайнозойскими осадками, в его основании залегают кристаллические породы докембрия. Основание Скифской эпигерцинской платформы сложено палеозойскими дислоцированными осадками. Возраст этих структурных элементов различный, за время своего развития они испытали напряжения; тектоника их сложна и с трудом поддается расшифровке.

Для познания развития этого района и закономерностей формирования геоструктурных элементов важно правильно осветить роль разломной тектоники Приазовского массива, структурных взаимоотношений Донбасса с Приазовским массивом и его восточным продолжением, Приазовского массива со Скифской эпигерцинской платформой. Глубинная тектоника Приазовского массива, тектонические особенности этих крупных регионов и их зон сочленения, продолжение Приазовского массива в восточном направлении, структура и рельеф поверхности домелового фундамента, положение южной границы угленосного карбона, природа тектонических нарушений и интрузий – вот далеко не полный перечень вопросов, над которыми сейчас работают многие геологи и геофизики.

Совершенно очевидно, что без геофизических исследований невозможно изучить не только глубинные процессы, но и строение верхних частей земной коры Северного Приазовья, так как большая часть территории закрыта мощной толщей мезо-кайнозойских отложений.

Разломная тектоника Приазовского массива уже в течение нескольких десятилетий является объектом многочисленных исследований. Для ее познания приложено немало усилий многих коллективов ученых. Однако и до сих пор она в значительной степени остается неясной. С началом использования геофизических методов исследований стали проясняться некоторые ее характерные черты. При чисто геологических методах удавалось выяснить тектонику массива только в самых верхних частях докембрийского основания, ограниченных глубинами первых десятков метров. И лишь широкое применение геофизических методов разведки совместно с геологическими и буровыми дало возможность уточнить представление о разломной тектонике и проникнуть внутрь земной коры на глубины, измеряемые десятками километров.

Приазовский кристаллический массив – уникальная провинция не только в тектоническом отношении, но и в металлогеническом. Здесь сосредоточены многочисленные проявления руд самых различных полезных ископаемых. Несомненно, что металлогения Приазовья тесно связана с тектоникой, главным образом разломной.

Первые геологические сведения о районе получены еще в конце XVIII ст. Начало геофизических исследований относится к концу 20-х годов XX ст. К настоящему времени накоплен богатый фактический, материал, позволяющий по-новому подойти к тектоническому реконструированию Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий.

Собственно Приазовский массив в структурном отношении не однороден. Вдаваясь в виде острого клина между разновозрастными структурными элементами, Приазовский массив претерпел самые различные по величине и направлению напряжения, что определило блоковый характер его строения.

Зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом также представляет собой своеобразный структурный элемент с характерными только для нее формами блоковых движений и магматизма.

Необходимость раздельного рассмотрения главных структурных элементов Северного Приазовья диктуется не только различием их структурного плана, но и последовательностью изучения региона автором настоящей работы с помощью геофизических ме-

тодов. В процессе исследований приобретался опыт геологической интерпретации геофизических материалов и вырабатывались критерии выделения структурных элементов и разрывных нарушений по геофизическим данным. В настоящее время мы уже имеем возможность в некоторых случаях проверить и сравнить наши построения с данными последующих геологических и буровых работ. А это весьма важно, если учесть, что предыдущий опыт всегда оказывает влияние на последующие результаты – и никогда наоборот.

Автор проводил геофизические исследования данного района в течение многих лет. В частности, в течение 1955–1957 гг. в Институте геологических наук АН УССР на значительной части Приазовского массива и зоны его сочленения с Донбассом выполнены комплексные гравиметрические и магнитометрические исследования и их интерпретация. В результате была построена структурная карта поверхности домеловых пород и обоснованы критерии выделения разрывных нарушений и блоковой тектоники этой зоны. В последующие годы продолжались крупномасштабные геологические и геофизические исследования. Их результаты показали, что удалось довольно точно отразить структурный план зоны сочленения. Полностью подтвердилось положение о блоковой тектонике зоны сочленения, а в районе с.Кумачевки Приазовской геологоразведочной экспедицией открыто крупное месторождение флюорита, связанное с разломной тектоникой.

С 1962 г. геофизические исследования ведутся коллективом Института геофизики АН УССР на территории собственно Приазовского массива с использованием накопленного геофизического и геологического материала. Это позволило обосновать положение о мелкоблоковом строении региона и изучить его глубинную тектонику.

Исходя из сказанного, автор поставил перед собой задачу проанализировать имеющиеся данные геологических и главным образом геофизических исследований, обобщить их для выяснения роли блоковой тектоники и тектонических взаимоотношений отдельных структурных элементов Северного Приазовья, изучения глубинной тектоники собственно Приазовского массива, зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом, структурного положения северо-восточной части Приазовья и тектоники южного обрамления Приазовского массива.

Автор глубоко благодарен всем товарищам, оказавшим помощь в написании книги советами и консультациями. Особую признательность автор приносит В.Б.Соллогубу, за любезно предоставленные материалы по глубинному сейсмозондированию, и С.И.Субботину за помощь, оказанную им в написании данной работы.

Глава I. ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Представления о тектонике Приазовского кристаллического массива и сопредельных территорий менялись в процессе изучения геологических особенностей этого региона. Большое влияние оказали философские взгляды различных геологических школ и отдельных исследователей на тектоническое развитие земного шара в целом.

Тектоника как наука развивалась от случайных заметок о формах залегания горных пород до выделения складчатых, преимущественно линейных форм залегания осадочных пород и объяснения порядка их образования в результате тангенциальных напряжений. Пликативной тектонике отводилась главенствующая роль в тектоническом формировании участков земной коры. Затем было установлено, что одними из основных форм процессов являются вертикальные тектонические движения. Были выделены структурные формы не только складчатого, но и блокового характера.

Первые заметки о геологии Приазовского кристаллического массива и прилегающих областей относятся к концу XVIII ст. Они принадлежат Гюльденштедту, отметившему обрывы аспидных сланцев, песчаников и известняков по р.Миусу и широтное распространение кристаллических пород в бассейне Берды. П.С.Паллас обнаружил наличие угля по рр. Миусу и Крынке. Он обратил внимание на развитие в Западном Приазовье красных и серых гранитов и гнейсов, а также преобладающее северо-западное простирание последних.

Начало обстоятельным исследованиям Приазовья положил А.Б.Иваницкий, составивший первую геогностическую карту Мариупольского округа (1883). Он отмечал наличие "горного кряжа", проходящего от Кальмиуса до Днепра. Центральная часть "кряжа", по мнению автора, сложена гранитами и гнейсами.

Во второй четверти XIX ст.южную часть Донбасса посетил Р.И.Мурчисон.Наблюдения привели его к мысли, что каменноугольные отложения Донбасса отделены от третичного бассейна Азовского моря цепью холмов, сложенных гранитами, гнейсами и сланцами, которые прорваны красными порфирами (1848).

В 1866-1869 гг. издается трехверстная пластовая и промышленная карта восточной части Донецкого бассейна, составленная А.И.Антиповым, Л.С.Желтоножкиным и П.А.Васильевым. Обозначенные на ней коренные выходы известняков, песчаников, углей и их предполагаемое простирание дают первое изображение тектоники описываемого района.

Вслед за этим появляются работы многих исследователей, касающиеся главным образом стратиграфии осадочных отложений. Среди них видное место занимают исследования Н.Д.Борисяком меловых отложений рр. Миуса и Крынки и А.В.Гуровым каменноугольных отложений р.Кальмиуса. А.В.Гуров каменноугольные отложения Донбасса расчленил на нижний, средний и верхний отделы, причем типом нижнего отдела он считал разрез пластов по р.Кальмиусу от с.Раздольного до хут.Горбачева (1880, 1882, 1883).

М.Ф.Клемм (1874) в результате своих исследований по площади между рр.Самарой, Днепром, Конкой, Кальмиусом и Торцом выделил древние кристаллические породы, каменноугольные, третичные и послетретичные отложения. Клемм пришел к выводу, что кристаллические породы образовались путем осаждения перенесенного водой материала и

последующего метаморфизма. Он назвал эти породы "осадочно-метаморфическими". Поскольку каменноугольные породы залегают непосредственно на кристаллических, между ними, по мнению М.Ф.Клемма, существует связь, а отсюда следует также тождество стратиграфических отношений кристаллических и каменноугольных образований.

Гранитная полоса Приазовья, соприкасающаяся с каменноугольными осадками Донбасса, в течение нескольких лет служила предметом специального изучения Ст.Конткевича (1881), который на составленной им карте довольно точно указывал северную границу распространения гранитов. Можно отметить только некоторые смещения этой границы к северу по сравнению с действительным ее положением.

Некоторые сведения о тектонике и стратиграфии Приазовской кристаллической полосы можно найти в работах В.А.Домгера (1876, 1881, 1902). Он первый установил в Приазовье эоценовые отложения, к которым отнес тонкослоистые песчаники по р.Конке.

В 1888 г. Н.А.Соколов начал исследования в пределах 62-го листа десятиверстной карты, на территории между рр.Миусом и Кальмиусом, к югу от области развития каменноугольных отложений. Эти исследования существенно изменили представление о геологическом строении рассматриваемого района. Древние кристаллические породы, восточной границей которых считалась р.Кальмиус, обнажаются по р.Грузскому Еланчику на протяжении более 15 км, от с.Слюсаревки до устья б.Каменки, и по западным притокам Грузского Еланчика, в особенности по бб. Каменке и Каменоватой. Таким образом, восточная граница древних кристаллических пород, по данным Н.А.Соколова, проходит на 20 км восточнее р.Кальмиуса. Породы каменноугольной системы, как установил этот исследователь, распространяются на юг до низовья б. Калиновой (около $47^{0}42'$ с.ш.), притока р.Крынки. Отложения мелового периода протягиваются на запад узкой полосой до дер.Николаевки (близ ст.Кутейниково). Значительно далее к югу, чем предполагалось ранее, продолжаются палеогеновые осадки.

Таким образом, к концу XIX ст. геологическими исследованиями была охвачена значительная часть Приазовья и юга Донбасса. В результате установлены: северная и восточная границы развития кристаллических пород Приазовского массива (их восточной границей долгое время считали р.Кальмиус); наличие девонских отложений на юго-западной границе Донбасса; стратиграфические горизонты в каменноугольных отложениях р.Кальмиуса и меловых отложениях рр. Миуса и Крынки; получены первые представления о тектонике Донбасса, а также обнаружены некоторые важные полезные ископаемые.

Впервые детальные исследования кристаллических пород Приазовья провел И.А.Морозевич (1898-1903). На сравнительно небольшой площади он обнаружил важнейшие петрографические комплексы пород; впервые дал довольно детальную тектоническую характеристику пород Приазовья. По его мнению, за характерные тектонические единицы Приазовской кристаллической полосы следует принять ряд небольших горстов и грабенов. Таким образом, И.А.Морозевич еще в конце века высказал то представление о тектонике рассматриваемого региона, к которому пришли исследователи в настоящее время.

В 1905 г. В.Д.Ласкарев составил первую тектоническую схему Украинского щита, который, по его мнению, сложен кристаллическими породами и ограничен сбросами. Во внутренней структуре щита он выделил поперечный сбросовый канал, отделяющий центральную часть щита от Приазовского массива. В.Д.Ласкарев считал, что подольская часть УЩ разбита продольными и поперечными разломами и сбросами. Последующими работами были подтверждены выделенные им основные структурные элементы.

С 1911 г. детальным изучением южной окраины Донбасса стал заниматься Б.Ф.Меффорт. Он з снял планшеты УШ-22, 23, 24, IX-23, 24 одноверстной карты Донецкого бассейна. В результате исследований были выяснены стратиграфические, литологические и тектонические особенности осадочных образований, а также изучены ультраосновные жильные породы, обнаруженные еще И.А.Морозевичем. Тектоника нижнекаменноугольных отложений изображена Б.Ф.Меффертом в виде системы складок (синклиналей, антиклиналей, мульд, куполов, сундучных складок и котловин), интенсивно разбитых разрывными нарушениями различных простираний и амплитуд. Результаты многолетних геологических исследований были опубликованы Б.Ф.Меффертом с 1918 по 1931 г.

Таким образом, дореволюционные геологические исследования позволили довольно точно определить северную границу распространения докембрийских кристаллических пород в обнаженной части зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом; составить представление о геологическом строении Кальмиус-Торецкой котловины; обнаружить среди кристаллических пород почти все петрографические комплексы и довольно детально их исследовать; изучить стратиграфию, литологию и тектонику осадочных образований южной окраины Донбасса и отчасти кристаллических пород Приазовского массива.

Тектоника осадочных отложений Донбасса представлялась в виде складчатых сооружений различной формы, разбитых дизъюнктивными нарушениями на отдельные блоки самых разнообразных размеров и форм. Тектоника кристаллических пород Приазовского массива оформлялась в систему блоков (горстов и грабенов), возникших в результате разрывных деформаций в этом жестком консолидированном теле.

В 30-е годы появляется несколько работ В.И.Лучицкого (1936б, 1938 и др.), в которых изложены результаты исследований кристаллических пород Приазовья в конце 20-х годов. Кроме петрографического описания пород В.И.Лучицкий дает довольно детальное описание тектоники региона. Он отмечает огромное разнообразие магматических глубинных, дайковых и эффузивных пород различного возраста, по его мнению, тесно связанное с тектоникой западных окраин Донбасса и указывающее на то, что район, начиная с докембрия, подвергался многократным воздействиям глубочайших тектонических процессов и был охвачен как складчатыми, так и сбросовыми дислокациями. Он отмечает, что для Приазовья характерно развитие расколов большей частью северо-западного простирания, частью меридионального или промежуточного, но почти никогда не имеющего широтного. Эти трещины раскола выполнены разнообразными породами в виде не только даек, но и лакколитов и других штоковидных интрузивных тел. Особенно много их в бассейне Кальмиуса, где встречаются дайки этих пород. Изучение трещиноватости щелочных пород показало, по мнению В.И.Лучицкого, что она не имеет непосредственной связи с тектоникой. С этим вряд ли можно согласиться.

Следует отметить, что во всех этих исследованиях еще нет упоминания о складчатых структурах в кристаллических породах УЩ и его приазовской части. Это, несомненно, является большим недостатком прежних представлений о тектонике древних сооружений.

После Великой Отечественной войны появляются работы Н.П.Семененко, И.С.Усенко, Ю.Ю.Юрка и др., посвященные тектонике УЩ в целом и его приазовской части. Для расшифровки тектонического строения сложносмятых участков щита применялся детальный анализ микроструктур. Непосредственные наблюдения над мелкими структурами и съемка больших площадей позволили разработать схему строения крупных участков щита. Был сделан основной вывод о подчиненности интрузивных явлений складчатым процессам. По мнению этих авторов, размещение и кристаллизация интузивных масс в породах, слагающих складчатые структуры, проходили главным образом в процессе формирования самих складчатых структур. Поэтому основным направлениям простирания складчатых систем соответствует простирание метаморфических и магматических пород.

В результате была составлена тектоническая схема Украинского щита, опубликованная Н.П.Семененко в 1950 г. На схеме разрывные деформации не получили никакого отражения, о них лишь упоминается в тексте. Согласно схеме, наиболее древней является Бугско-Днепровская складчатая система; саксаганские складчатые сооружения имеют субмеридиональное простирание, еще более молодые - волынские складчатые структуры - субширотное северо-восточное; отмечается субширотная дислокация в виде наложенных структур в Приазовье; Коростенский, Новомиргород-Корсунский плутоны и Приазовские щелочные массивы относятся к более молодым интрузивным образованиям и связываются с разломами в докембрийском фундаменте.

Методологической основой предложенных построений стало признание пассивности платформ, или, по терминологии Н.П.Семененко, "относительно малая подвижность ра-

мы" (1958). Участки земной коры считаются подвижными только в геосинклинальный период развития. Методической основой послужил детальный анализ микроструктур, при котором главное внимание уделялось элементам складчатости и совершенно упускались из виду разломная тектоника, ее своеобразие и генезис. При слабой обнаженности Украинского щита и при его интенсивной раздробленности на отдельные блоки допускалась слишком широкая аналогия и далекая интерполяция. Реликты древней складчатости разных и разнородных блоков объединялись в системы единой складчатости. При этом не учитывалось, что блоки за длительную историю развития могут изменить свое первоначальное положение. Видимо, в этом случае можно было бы говорить о складчатости определенного возраста, конечно, если допустить, что в послегеосинклинальный период развития данный участок земной коры оставался совершенно пассивным, не подвергался никаким тектоническим воздействиям. Поскольку тектонически активны не только геосинклинальные области, но и платформенные участки, то нельзя предполагать, что древнейшие участки земной коры за весь длительный послегеосинклинальный период их развития не претерпели никаких структурных изменений. В таких случаях остаются только реликты первоначальной тектоники. Можно было бы говорить о некотором подобии реконструированной тектоники ее первоначальному геосинклинальному виду, если полагать, что в геосинклинальный период развития активны только складчатые движения. Видимо, нельзя также считать, что такой довольно узкий и протяженный структурный элемент, как УЩ, расположенный между герцинской системой, с одной стороны (Днепровско-Донецкая впадина и Донецкий кряж), и альпийской геосинклинальной областью - с другой (Причерноморская впадина и альпийская геосинклинальная область Крыма и Кавказа), за весь период длительного развития последних не подвергался структурным изменениям под действием тех же глубинных сил, которые способствовали развитию этих сооружений. Результаты действия таких сил должны быть учтены при структурных построениях, так же как и блоковые движения и разломная тектоника платформенного периода развития земной коры.

Вряд ли принимавшиеся ранее принципы структурных построений могли служить достаточно надежным руководством для поисков полезных ископаемых. Известно, что основная масса ценнейших рудных и некоторых нерудных полезных ископаемых связана с интрузивными образованиями, т.е. с разломной тектоникой. Существенным недостатком большинства крупномасштабных геологических карт сегодняшнего дня является слабость их тектонической основы.

Ю.Ир.Половинкина в работе о тектоно-магматическом анализе УЩ (1954) берет под сомнение старое представление о щите как о платформенной массе, незыблемой с докембрийских времен. Поскольку в щите должны были происходить более молодые движения, магматические проявления могут быть и более молодого возраста. Ю.Ир.Половинкина считает, что вся история развития подвижной зоны, начиная от заложения геосинклинального прогиба и накопления в нем осадков, через этап складкообразования, и кончая превращением зоны в жесткий участок, составляет единый тектоно-магматический процесс. Новый такой процесс начинается с заложения новой геосинклинальной впадины.

Ю.Ир.Половинкина не допускает, что архейская складчатость в зоне, претерпевшей столь сложную историю, как геологическая история УЩ, могла сохранить ненарушенным свое направление. Любое древнее тектоническое направление перекрыто более молодым движением. Складчатости каждого периода соответствует особый период диастрофизма; каждая последующая складчатость может изменить простирание более древних толщ, приспосабливая их к новому тектоническому направлению.

В 1958 г. опубликовано несколько наших работ, посвященных структуре зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. В них на основании собственных геофизических наблюдений и всего комплекса имевшихся геофизических и геологических исследований различных организаций дана структурная характеристика сопредельных территорий. Было показано, что основным структурным элементом является си-

стема блоков - горстов и грабенов, располагающихся на различных гипсометрических уровнях. Блоковое строение имеет не только докембрийский фундамент, но и палеозойская толща Донбасса. В пределах отдельных блоков могут сохраняться остатки складчатых сооружений более древних эпох.

Как зона сочленения, так и прилегающие части Приазовского кристаллического массива и Донбасса разбиты системами тектонических нарушений субмеридионального и субширотного простираний. Нарушения объединяются в тектонические зоны довольно большой мощности и значительного простирания. К ним обычно приурочены интрузии пород различного состава - чаще основного и ультраосновного.

В качестве наиболее перспективных с точки зрения поисков полезных ископаемых выделен ряд тектонических зон и тектонических узлов - областей пересечения систем нарушений. В указанных работах совершенно определенно поставлен вопрос о блоковом строении не только сочленения Приазовского массива с Донбассом, но и докембрийских образований всего массива, а в некоторой степени и более молодых отложений. Эти соображения были уточнены структурными построениями на основании фактического материала, которые подтверждены последующими геологоразведочными работами Приазовской экспедиции треста "Артемгеология" и других организаций. Работы полностью оправдали применение геофизических методов разведки для решения таких весьма серьезных задач, тем более что в условиях сложно построенной зоны сочленения даже прямые геологические методы не всегда дают положительные результаты.

В 1959 г. опубликована тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР под редакцией В.Г.Бондарчука и Н.П.Семененко. Она принципиально не отличается от схемы Н.П.Семененко 1950 г., хотя на ней уже отражены некоторые элементы разломной тектоники, причем в приазовской части УЩ они подчеркнуты более определенно.

В одной из статей Ю.Ир.Половинкина (1960) отмечает, что структура УЩ определяется складчатыми сооружениями двух последовательных магматических циклов с наложенными многочисленными разломами. Разломы разбили весь массив на блоки разной формы и размеров, причем структура и состав соседних блоков часто совершенно различны. Естественно, что для обоснования поисков полезных ископаемых необходимо учитывать как размещение в образовавшихся блоках эффузивно-осадочных и интрузивных формаций различного состава и возраста, так и наличие разломов, служивших путями проникновения эндогенной минерализации. Разломы подчинены следующим господствующим направлениям: меридиональному и субмеридиональному, широтному, северо-восточному и северо-западному. Последовательность их образования установить трудно, но, по-видимому, это долгоживущие, многократно обновлявшиеся разломы. Весь щит представляет сложную мозаику блоков. Восточная часть его, ограниченная на западе большим Криворожским надвигом, наиболее опущена, вследствие чего здесь сохранились нижнепротерозойские суперкрустальные толщи. Эта часть УЩ разбита особенно многочисленными разломами различных направлений, очевидно в связи с близостью ее к герцинской складчатой зоне Донбасса. Она наиболее богата полезными ископаемыми.

С.Т.Борисенко, А.Я.Древин и И.Д.Царовский (1960), рассматривая разломную тектонику Приазовского массива, отмечают что крупнейшее месторождение флюорита в зоне сочленения массива с Донецким бассейном связано с пересечением субмеридиональных и субширотных зон разрывных нарушений в области стыка докембрийского кристаллического фундамента с палеозойскими складчатыми структурами. Изучение металлогении Приазовского массива затруднено, так как одни и те же разрывные нарушения повторно омолаживались на протяжении длительного времени. Дальнейшее выяснение закономерностей рудообразования должно основываться главным образом на установлении связей между разрывной тектоникой и условиями распределения рудных процессов.

И.Д.Царовский в одной из своих работ (1960) указывает, что локализация собственно щелочных пород обусловлена наличием пересеченных разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте. В настоящее время можно разграничить щелочные породы, связанные с протерозойскими блоковыми нарушениями и перемещениями в кристаллическом

фундаменте, и их внутриплатформенные зоны палеозойского возраста. Более древние щелочные породы, отнесенные к докембрию, приурочены к глыбовым перемещениям в кристаллическом фундаменте и пространственно тяготеют к гранито-сиенитовым протерозойским массивам. Сравнительно молодые щелочные породы – малиньито-поккиниты – связаны с грабен-горстовым типом строения области стыка кристаллического фундамента с палеозойскими структурами Донбасса.

В монографии об основных и ультраосновных породах Западного Приазовья И.С.Усенко (1960), рассматривая тектонику района, отмечает, что этот участок формировался в несколько этапов, каждый из которых характеризовался своей тектоникой, интрузивной деятельностью и метаморфическими процессами. И.С.Усенко главную роль в тектонике Западного Приазовья отводит складчатым структурам, однако большое значение приписывает также разломным структурам, что в значительной степени меняет его точку зрения на тектонику этого района в более ранних работах. Основными элементами тектоники в Приазовье, по его утверждению, являются складчатые структуры, осложненные более поздними разломными нарушениями. Изучение архейских складчатых структур позволяет выделить среди них складки различных порядков. Крупные должны быть отнесены к типу синклинориев и антиклинориев; они более или менее отчетливо фиксируются площадной геологической съемкой. Крупная антиклинальная структура наблюдается в средней части Приазовья с осью линии Салтычья – Басань, которую И.С.Усенко называет Салтычанским антиклинорием. К юго-западу данная структура сменяется такой же крупной синклинальной структурой, сложенной породами тетерево-бугской серии. На юго-западе она фиксируется по линии Осипенко-Успеновка и далее вдоль долины р.Кильтичии и верховьев р.Конки. К этой же линии приурочены выходы дайковых пород. Поэтому предполагается, что область развития пород тетерево-бугской серии, расположенная к северо-востоку от Салтычанского антиклинория, отделена от последнего разломом глубокого заложения. Это подтверждается резким различием пород, разделенных разломом по составу, степени и характеру метаморфизма, что может быть объяснено только блоковым строением кристаллического основания. Таким образом, по мнению И.С.Усенко, в тектоническом строении Западного Приазовья ведущее место занимают складчатые структуры архейского времени, которые позже были усложнены разломной тектоникой, расчленившей приазовскую часть щита на блоки.

Н.П.Семененко (1960) отмечает, что многочисленные разломы, проведенные на опубликованных картах УЩ, не всегда достаточно обоснованны. Это затрудняет выделение дизъюнктивных структур, благоприятных для поисков месторождений полезных ископаемых. Несомненный интерес представляют разломы, выраженные минерализованными зонами милонитизации. В Приазовье известна Малоянисольская зона милонитизации пород, которая прослеживается на десятки километров. С разломами связано Петровско-Гнутовское флюорит-карбонатное полиметаллическое месторождение, а также образование даек и других магматических тел. В разломах по южной окраине Донбасса, у с.Кумачевки, установлены нефелиновые породы, представляющие интерес как алюминиевое сырье. В них, а также в каменноугольных известняках, зажатых в кристаллическом щите, развиты процессы альбитизации и флюоритизации, давшие крупные промышленные скопления. Зона разломов и малых варисцийских интрузий в области примыкания щита к Донбассу относится к одной из весьма перспективных металлогенических провинций. Эта зона сложена известковыми отложениями нижнего карбона и вулканогенными толщами девона, разбитыми разломами, которые являются весьма благоприятными рудовмещающими структурами.

В.Б.Соколов (1960) выделяет Кальмиусский глубинный региональный разлом (ранее установленный нами 1958 г.), проходящий далее к югу в направлении на Керченский пролив, и Мелитопольскую субмеридиональную зону разломов. Кальмиусский разлом ограничивает Приазовский массив почти с востока, Мелитопольская зона – с запада.

Таким образом, в работах последних лет формально признается роль разломной тектоники в формировании Приазовского кристаллического массива. Но только в некоторых работах рассматривались вопросы пространственного положения разрывных нарушений, их возрастные взаимоотношения и глубинная тектоника.

В монографии Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря (1962) на основании комплексных геофизических и геологических исследований детально рассмотрены физико-геологические условия северо-восточной части Приазовья, описаны геофизические поля, блоковая тектоника и системы тектонических нарушений. Последние имеют здесь в основном два направления: субмеридиональное и субширотное. Западной границей исследованного района считалась р.Кальмиус; таким образом, значительная часть Приазовского массива оставалась неосвещенной с точки зрения его блоковой тектоники (в частности глубинной).

Блоковая тектоника северо-восточной части Причерноморской впадины рассмотрена А.А.Гойжевским (1962). Этот район непосредственно граничит на юго-западе с Приазовским кристаллическим массивом и даже частично захватывает его.

Теоретические исследования последнего двадцатилетия А.В.Пейве, В.Г.Бондарчука, В.Б.Соллогуба, А.И.Суворова, И.И.Чебаненко и других в области геотектоники и глубинных разломов оказали большое влияние на изучение разломной тектоники Приазовского массива.

В нашей монографии "Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий" (1964) определена основная роль разломной тектоники в формировании геоструктуры Приазовского массива.На приведенной тектонической схеме(рис.1) даны местоположение и ориентировка главнейших глубинных разломов и относительная гипсометрия отдельных блоков земной коры. Было установлено, что в регионе распространены в основном четыре системы разломов: северо-западная, северо-восточная, субмеридиональная и субширотная. В монографии описаны признаки выделения разрывных нарушений в геофизических полях, послужившие основой для структурных построений Приазовского массива.

Главное возражение, которое встретила такая трактовка тектоники Приазовского массива, заключалось в чрезмерной прямолинейности выявленных глубинных разломов. Следует согласиться, что вследствие гетерогенности земной коры разломы должны быть преимущественно криволинейными, а изменение направлений - наибольшим на некоторых оптимальных расстояниях. Чем расстояние больше, тем устойчивость направлений должна быть более выдержанной; однако при очень малых расстояниях устойчивость направлений должна быть постоянной. Если подходить к этому вопросу с информативной точки зрения, то гетерогенная земная кора, конечно, содержит больше информации, чем гомогенная. Следовательно, для характеристики гетерогенной земной коры нужно иметь (извлечь) больше информации. Точно также кривая линия содержит больше информации, чем прямая; для построения кривой необходимо больше информации. К сожалению, геологи часто не учитывают этого и при тектонических построениях для большего правдоподобия рисуют тектонические линии криволинейными, хотя количество информации для этого бывает недостаточным.

Таким образом, наши тектонические построения по Приазовскому массиву нельзя считать неправдоподобными. Они содержат мало ложной информации. Для более детальных построений не хватает данных (полезной информации). Проведенные в последние годы Институтом геофизики АН УССР глубинные сейсмозондирования (В.Б.Соллогуб и др.) по профилям Крым - Воронежский массив, Приморское (бывший Ногайск) - Сватово, Таганрог - Кировоград и Новоазовское - Ворошиловград, пересекающим Северное Приазовье в различных направлениях, показали хорошее совпадение местоположения глубинных разломов по данным гравиметрии и магнитометрии, отчасти электроразведки и ГСЗ. Это свидетельствует о том, что, во-первых, признаки разрывных нарушений в геофизических полях были выбраны правильно, а, во-вторых, выдержанная линейность этих нарушений не столь далека от истины, как это могло показаться на первый взгляд.

В 1963-1966 гг. вышли работы И.И.Чебаненко, посвященные основным закономерностям разломной тектоники земной коры, проблеме складчатых поясов земной коры, в том числе и разломной тектонике Украины. В них рассмотрены разломные деформации

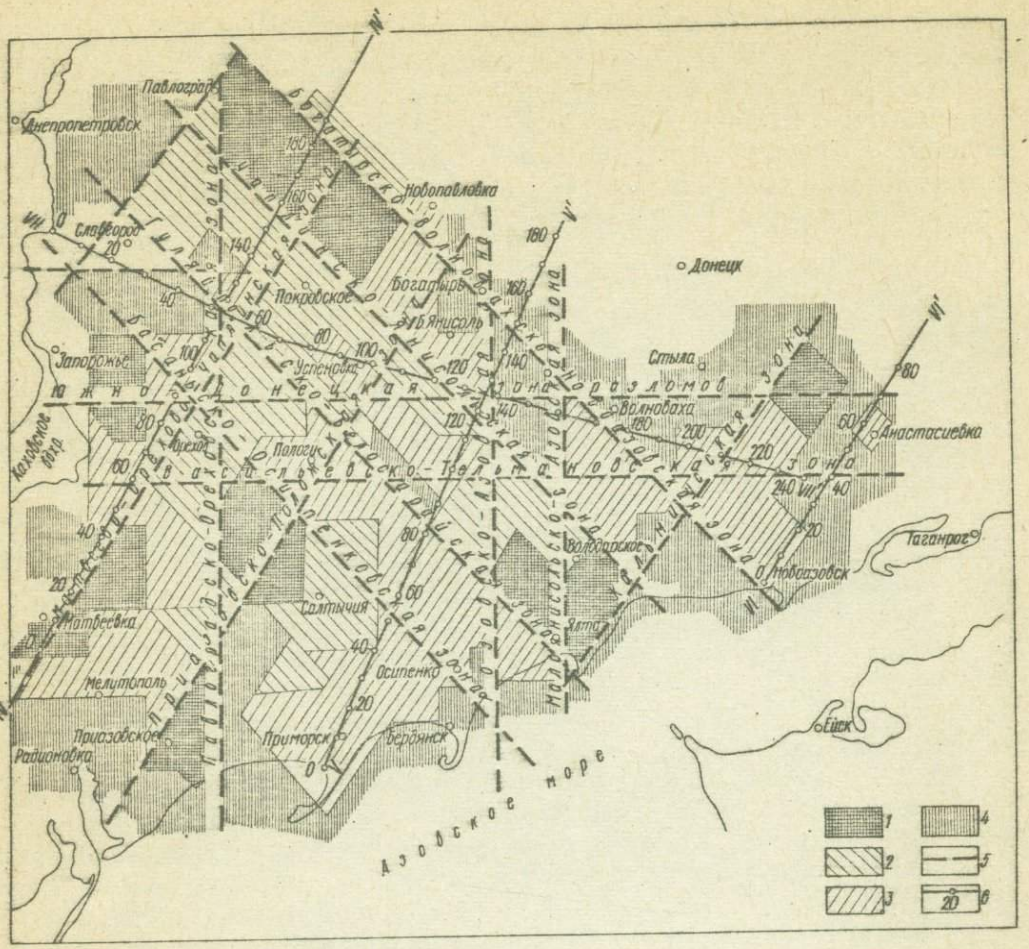


Рис.I. Схема тектоники Приазовского кристаллического массива (Г.Т.Собакарь, 1964).

Б л о к и : 1 – наиболее приподнятые, 2 – относительно приподнятые, 3 – относительно опущенные, 4 – наиболее опущенные; 5 – зоны глубинных нарушений; 6 – профиль ГСЗ с пикетами.

земной коры, известные под названием "линеаменты". На примерах разломных структур земного шара автор анализирует закономерности ориентировки и строения линеаментов и рассматривает их тектоорогеническое значение в общей структуре земной коры. На этой основе освещена связь планетарных разломов с процессами вулканизма, эндогенного рудообразования, седиментации и горообразования. Основной причиной возникновения планетарной трещиноватости литосферы автор считает действие сил неравномерного вращения планеты вокруг оси. Глубинные физико-химические процессы превращения вещества Земли развиваются, по мнению автора, на фоне общей ротационной динамики Земли, вместе с которой они и создают единый процесс тектогенеза. Разломно-тектонический анализ, примененный автором при изучении складчатой тектоники земной коры, показывает что все древние и современные геосинклинальные области состоят из линейных зон двух основных направлений: северо-западного и северо-восточного. Полосы складчатых поясов повторяют направления зон глубинных разломов, внутри которых они расположены. В механизме формирования складчатых поясов решающее значение имеет разломно-блоковая тектоника кристаллического фундамента. В книге о разломной тектонике Украины (1966) И.И.Чебаненко рассматривает структурно-геометрические и

структурно-генетические особенности основных зон разломов и роль зон глубинных разломов в формировании геологической структуры Украины. Работы И.И.Чебаненко оказали существенное влияние на изучение разломно-блоковой тектоники Украины.

В 1965 г. выходит монография Н.А.Елисеева, В.Г.Кушева, Д.П.Виноградова "Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья", в которой авторы на основе структурного анализа пород протерозойского комплекса, данных абсолютного возраста, результатов петрографических и минералогических исследований пересмотрели вопросы петрографии комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов Приазовья, уточнили последовательность их образования. Ими подтверждено, что тела сиенитовых пород Восточного Приазовья относятся к разломному типу.

В 1965 г. Г.Л.Кравченко публикует работу, посвященную тектонике Северного Приазовья. Сделанные им, на основании геологических данных, тектонические построения (рис.2) существенно отличаются от предыдущих подобных работ и наиболее близко подходят к нашим построениям. На его тектонической схеме широко отражены структуры разломного типа и складчатые структуры первого и второго порядков. Вместе с тем автор не подчеркнул соответствующей роли разломной тектоники в формировании структурного плана Северного Приазовья.

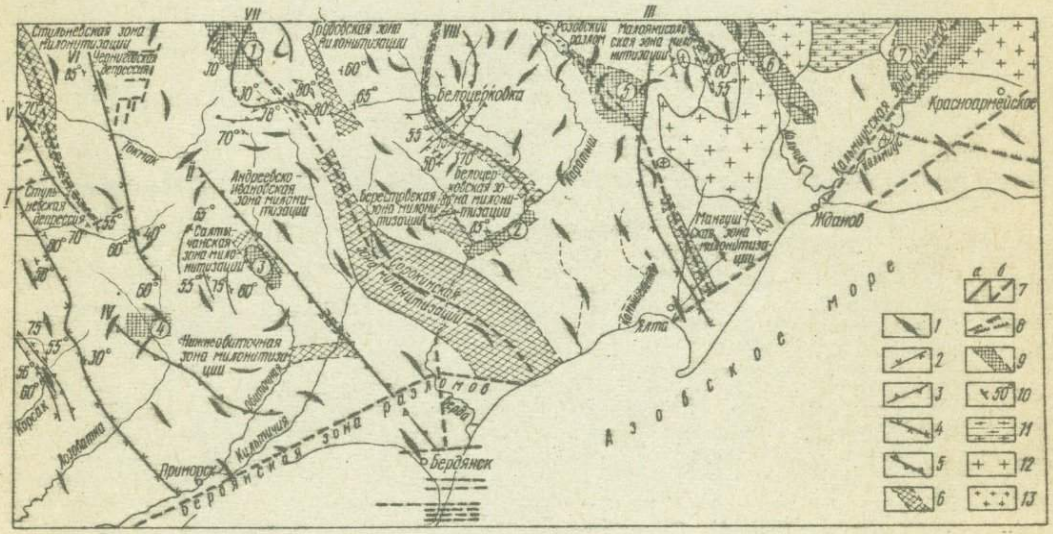


Рис.2. Тектоническая схема Северного Приазовья (Г.Л.Кравченко, 1965):

I – направление полосчатости в мигматитах кировоградско-житомирского комплекса; о с и : 2 – синклиналей, 3 – антиклиналей, 4 – синклинориев, 5 – антиклинориев; 6 – зоны катаклаза и милонитизации; 7 – линии разломов: а – прослеженные, б – предполагаемые; 8 – Красноармейский блок Закальмиусского горста; 9 – район распространения дайковых пород (цифры в кружках): I – по р.Мокрой Конке, 2 – по р.Берде, 3 – вблизи с.Салтычией, 4 – вблизи с.Юрьевки, 5 – по р.Каратышу, 6 – по р.Кальчику, 7 – по р.Кальмиусу; I0 – наклонное падение пород; II – анадольские граниты; I2 – граносиенитовый комплекс; I3 – каменномогильские граниты.

С к л а д ч а т ы е с т р у к т у р ы п е р в о г о и в т о р о г о п о р я д к о в : I – Корсакский синклинорий, П – Салтычанский антиклинорий, Ш – Мангушский синклинорий, IУ – Юрьевско-Партизанская антиклиналь, У – Стульневская антиклиналь, УI – Черниговско-Нельгиевская синклиналь, УП – Алексеевская синклиналь, УШ – Белоцерковская антиклиналь.

Как уже отмечалось выше, Северное Приазовье в разных направлениях пересекается профилями ГСЗ, выполненными в последнее десятилетие (В.Б.Соллогуб и др.). В результате была подтверждена система глубинных разломов, выяснено строение внутренней структуры Приазовского массива и связь с нею геологических структур в верхней части разреза земной коры. Вместе с тем было установлено, что нет прямой и простой связи между аномальным гравитационным полем и сейсмическими поверхностями в земной коре и поверхностью Мохо. Эта зависимость более сложная и требует тщательного исследо-

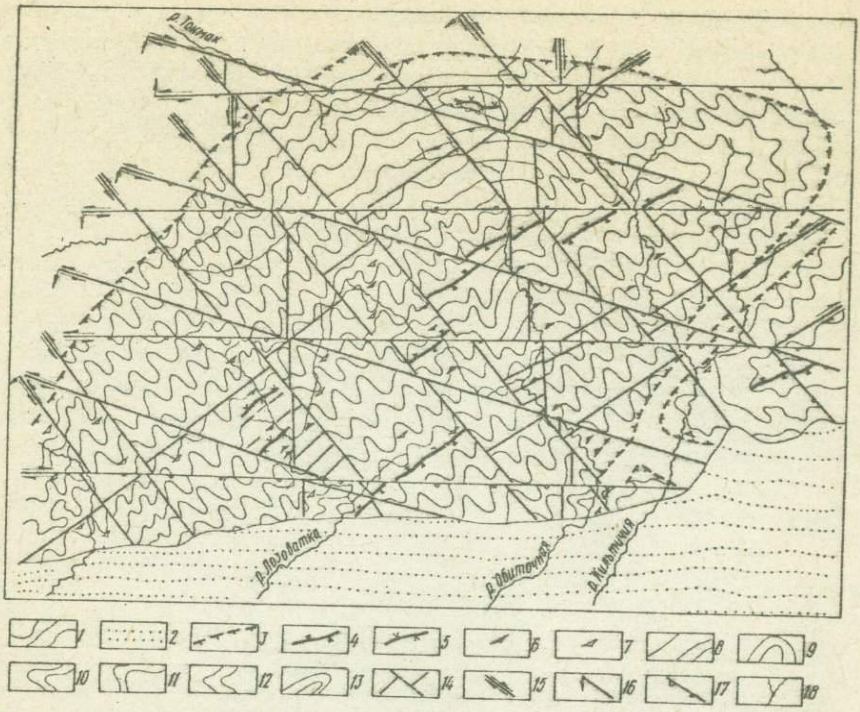


Рис.4. Схема тектоники бассейна Обиточной (по материалам А.С.Иванушко, 1967):
I - нижний (архейский) структурный этаж; 2 - верхний (мезо-кайнозойский) структурный этаж; 3 - контуры синклинориев (трогов); 4 - оси синклинориев; 5 - оси структур второго порядка; 6 - элементы залегания пород суперкрустальной толщи на участках, где она не осложнена мелкой складчатостью, и согласных тел основного и ультраосновного составов; 7 - элементы залегания пород по зеркалам мелкой складчатости; 8 - участки структур главного направления, не осложненные мелкой складчатостью; участки развития мелкой складчатости направлений: 9 - субмеридионального, I0 - северо-западного, II - субширотного, I2 - широтного, I3 - северо-восточного; I4 - зоны разломов; I5 - направления горизонтального смещения блоков по сбросо-сдвигам; I6 - направления падения плоскостей сместителей; I7 - опущенное крыло (штрихи направлены в сторону опущенного крыла); I8 - гидросеть.

вания. Уже сейчас можно сказать, что плотностной разрез земной коры Северного Приазовья весьма непостоянен.

На основе материалов своих исследований М.М.Жуков указывает, что в Северном Приазовье существует сложная система дизъюнктивных нарушений, в основном трех направлений: субмеридионального - в восточной части района, северо-западного - в центральной и северо-восточного - в восточной, что очень близко совпадает с нашими построениями. Многие из этих нарушений относятся к типу глубинных разломов. М.М.Жуков считает, что если для определения местоположения разлома использовать не только разность гипсометрических уровней поверхности докембрийского фундамента по разные стороны разлома, а и стратиграфические особенности более молодого чехла в блоках, разграниченных сбросами, то разрывные нарушения выявляются более уверенно и количество их возрастает. Хотя некоторые блоки разделены малоамплитудными вертикальными смещениями, они представляют собой естественные структурные единицы, в которых зафиксирована история геоструктурного преобразования. На северном побережье Азовского моря, по мнению М.М.Жукова, развиты субширотные разломы, по которым докембрийская поверхность ступенеобразно погружается в сторону Азовского моря. Эти данные совпадают с нашими.

В 1966 г. Р.П.Довгань и Г.Г.Коньков по результатам съемки масштаба I:50000 составили тектоническую карту Приазовского массива масштаба I:500000 (рис.3). По раз-

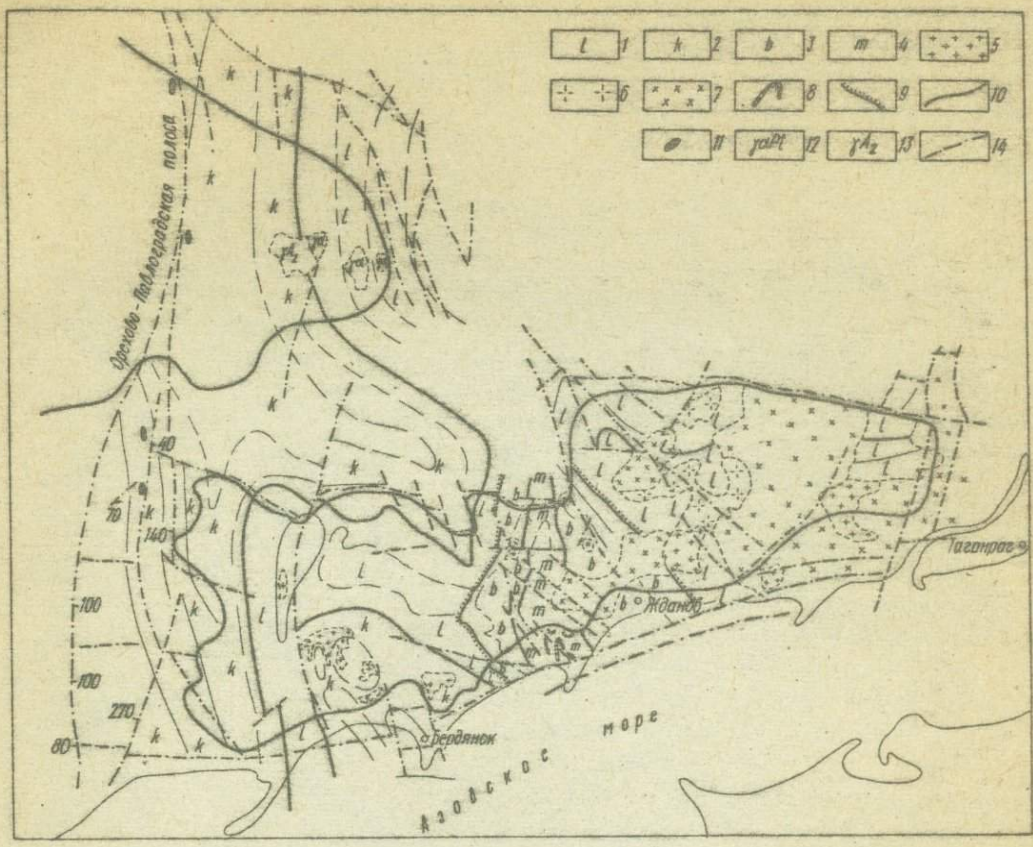


Рис.5. Структурная схема Приазовского блока (по материалам Г.В.Жукова, 1969). Отложения свит: I – лозоватской, 2 – корсакской, 3 – бердянской, 4 – мангушской; 5 – гранодиоритовый комплекс; 6 – анадольские граниты; 7 – граносиенитовый комплекс; 8 – железистые кварциты; 9 – граница несогласного залегания пород; I0 – граница кристаллического массива; II – ультраосновные породы; I2 – граница днепровского комплекса; I3 – архейские граниты; I4 – разломы.

ломной тектонике она почти совпадает с нашими построениями, и можно сделать вывод, что геологи часто не используют принципы и признаки выделения различных нарушений. Только в итоге тщательного совместного анализа геологических и геофизических материалов можно создать достоверные и качественные тектонические карты.

В 1967 г. А.С.Иванушко публикует работу о последовательности тектонических перемещений по линеаментам в западной части Приазовского блока. По его данным, этот блок, являющийся юго-западной частью Приазовского массива, разбит системами нарушений на более мелкие блоки (рис.4). Приазовскому блоку свойственны как вертикальные движения, так и горизонтальные по сбросо-сдвигам. Это было установлено в результате анализа мелкой складчатости. Напрашивается вывод, что изучение разрывной тектоники требует не только обычной геологической съемки. Следует отметить, что А.С.Иванушко неправильно применил термин "линеамент" к такой ограниченной территории, как Приазовский блок.

В 1969 г. Г.В.Жуков составил структурную карту Приазовского блока (рис.5), которая по тектонической основе мало отличается от карты Р.Н.Довгаля и Г.Г.Конькова.

В 1973 г. вышла монография А.И.Суворова, посвященная глубинным разломам платформ и геосинклиналей, где он касается и Северного Приазовья. Под глубинными разломами автор подразумевает крупные, морфологически четко выраженные и длительно развивающиеся дизъюнктивы сдвигового, покровно-надвигового, сбросового и раздвигового характера, проникающие в земную кору и верхнюю мантию до определенных глубин, ниже которых начинаются области сплошного пластического течения вещества. Глубинные раз-

ломы основных структурных элементов земной коры сходны в том, что проходят одни и те же стадии развития; различия возникают в связи с разной продолжительностью этих стадий и неоднородностью их проявления на различных участках земной коры. Соответственно стадийным изменениям автор подразделяет глубинные разломы на доплатформенные, платформенные и послеплатформенные в платформах и плитах и на эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные, орогенные, остаточно-геосинклинальные, платформенные и послеплатформенные - в геосинклинальных складчатых областях. С переходом из класса в класс существенно изменяются форма, размеры, глубинность разломов, а также направленность и общий характер перемещений их крыльев. Не остаются постоянными и парагенетические связи глубинных разломов с крупными структурными элементами и основными геологическими процессами (седиментацией, магматизмом и складкообразованием). Глубинные разломы образуют закономерно повторяющиеся в разных частях земной коры системы и подсистемы, которые образуют более или менее постоянные конфигурации и размеры и характеризуются на поверхности Земли собственными структурными рисунками; наиболее часты - дуги, ромбы, овалы, пояса, треугольники, четырехугольники и многоугольники. Системы и подсистемы глубинных разломов также предопределяются стадийными изменениями земной коры, и вместе с тем они являются отражением глубинных процессов, происходящих в основании земной коры и верхней мантии.

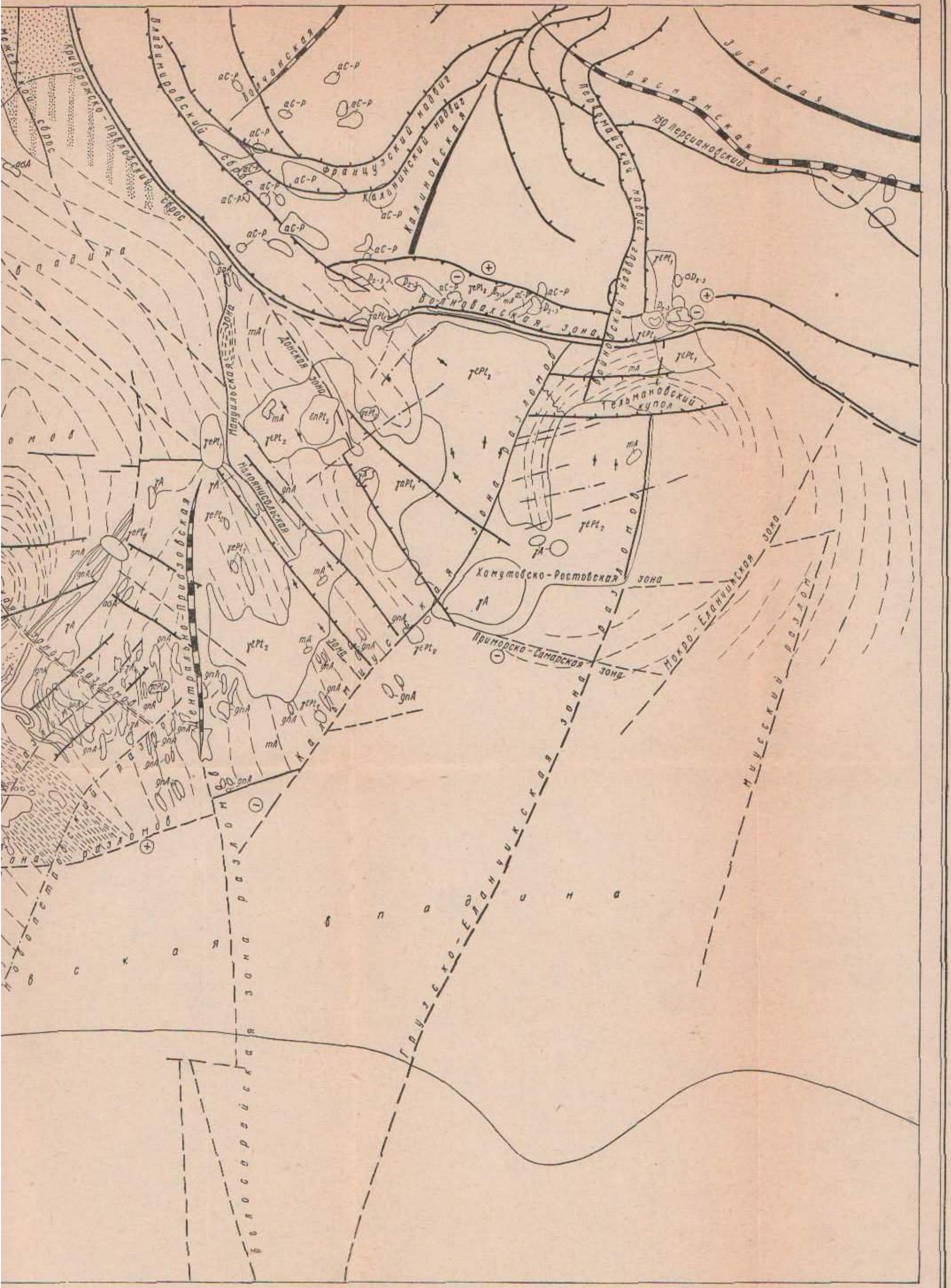
В 1973 г. вышла работа С.С.Красовского, Г.Г.Конькова и В.Б.Бурьянова, в которой они рассматривают геологическую интерпретацию геофизических материалов на примере Северного Приазовья.

Таким образом, анализируя работы последних лет, следует отметить, что исследователи признают основную роль разломной тектоники в строении земной коры. Складчатые процессы имеют подчиненное значение.



Рис. 3. Тектоническая схема Приазовского кристаллического массива (по материалам Р. Н. Довгани, Г

1 — Новомосковско-Петропавловская моноклиналь; *2* — позднегерцинские интрузивные образования — монцониты, граносиениты, андезиты, трахиандезиты; *3* — раннегерцинские интрузивные образования — карбоксениты, малиньиты, *4* — раннегерцинские эффузивные образования — базальты; *5* — калиевогранитоидные граниторды; *6* — дайковые пояса; *7* — осадочные породы; *8* — субвулканические породы; *9* — позднеорогенные интрузии — граниторды анадольского и днепровского типов; *10* — синорогенные интрузии — граниты, плагиограниты, гранодиориты, диориты, *11* — доорогенные интрузивные и ультраосновные породы; *12* — гнейсы и мигматиты; *13* — глубинные разломы (зоны разломов), разделяющие крупные региональные структуры: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *14* — разломы (зоны разломов) внутри региональных структур: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *15* — локальные и оперяющие разломы: *а* — выделенные по геологическим данным, *б* —


Западно-Донбасский прогиб
Криворожско-Павловский сброс
Владимировский сброс
Валчанская
Французский надвиг
Калиновская
Калиновский надвиг
Персиановский надвиг
Рясненская
Зуевская
ПЗП Персиановский
Волновахская зона
Мангушская зона
Донская зона
Центрально-Приазовская
Каменнобродская
Тельмановский купол
Хомутовско-Ростовская зона
Приморско-Самарская зона
Мокро-Еланчикская зона
Мицкий разлом
Северная зона разломов
Западная зона разломов
Восточная зона разломов
Новоазовская зона разломов
Еланчикская

Глава II. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В разделе рассматривается физическая характеристика геологического разреза. В качестве стратиграфической основы принято расчленение, данное в У томе "Геологии СССР" (главным образом по материалам И.С.Усенко, И.Д.Царовского, Н.П.Семененко, А.П.Ротая, Н.М.Барановой и др.). Физические свойства горных пород приведены по материалам раздичных исследователей, проводивших работы в Северном Приазовье.

2393

Геологическая характеристика и плотность горных пород

Докембрийские образования подразделяются на разновозрастные группы. Для физической характеристики имело бы смысл рассматривать каждую группу отдельно. Однако при определении физических свойств горных пород такое подразделение не проводилось, поэтому в данном разделе все возрастные группы рассмотрены вместе.

К наиболее древним образованиям Приазовья относится днепровский комплекс гнейсов и их мигматитов и плагиоклазовых кременчугских гранитов. Породы имеют северо-западное простирание и разбиты на отдельные блоки более молодыми складчато-интрузивными образованиями. Гнейсы обнажены по Днепру у г.Запорожья.

На Приазовском кристаллическом массиве развиты подобные породы, имеющие такое же простирание. Они, по-видимому, также относятся к нижнеархейским образованиям. Среди них отличаются более молодые формации - железорудные толщи саксаганской серии района Корсак-Могилы. Возрастное положение древних свит Приазовского массива остается не ясным, в связи с чем все они условно относятся к одному приазовскому комплексу гнейсов и мигматитов. Неясно также возрастное положение толщи графитовых гнейсов, прослеживающихся в виде полосы северо-восточного простирания от с.Троицкого через села Сачки и Садовое до с.Старченково.

Интересно отметить, что, поскольку указанный древнейший комплекс представлен эффузивно-осадочными породами, приходится предполагать какой-то субстрат, на котором отлагались осадки комплекса. Однако признаки такого субстрата не сохранились в составе ни УЩ, ни его приазовской части. Долгое время исследователи принимали за таковой мигматиты, развитые по Днепру, пока не было окончательно установлено, что последние образуются за счет этих же гнейсов. В настоящее время надо считать, что отложение материала, давшее впоследствии гнейсы, отвечает не началу существования данного участка земной коры, а лишь наиболее древнему из известных нам этапов его образования (Половинкина, 1954).

Описанные древнейшие гнейсовые свиты сохранились не везде. В большинстве случаев, в связи с наложившимися более молодыми интрузиями, они замещены мигматитами серых плагиоклазовых гранитов или полимигматитами.

В комплексе пород Приазовского массива гнейсы и мигматиты играют существенную роль. Наиболее развиты гнейсы в бассейне Берды. Между сс.Осипенко и Радионовкой, в урочище Голубые Скалы, по левому берегу Берды и в других местах обнаружена самая широкая полоса гнейсов. Ее мощность достигает 500 м, простирание субширотное, падение крутое, южное, протяженность больше 5 км. Она представлена в основном биотитовыми, биотит-гранатовыми, ставролитовыми и силлиманитовыми гнейсами. Возрастные взаимоотношения между гнейсами и окружающими породами выявляются довольно четко.

На правом берегу Берды, выше б.Засориной, среди мигматитов гранодиоритового состава наблюдается крупный ксенолит слюдисто-турмалиновых гнейсов с дайкой ультрабазитов. Дайка - составная часть ксенолита, она является чужеродным телом для гранодиоритов, оторванным от вмещающей толщи.

В устье р.Берестовой прослеживается графитовые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами, гранатовыми, силлиманитовыми и амфиболовыми гнейсами. Пачка этих пород разобщена полосами мигматитов. Простирание пачки СЗ 310-330°, падение ЮЗ 80°, протяженность до I км. Другая полоса гнейсов такого же состава наблюдается по р.Берестовой у с.Троицкого; крайние ее выходы встречены на правом берегу Берды, выше р.Берестовой.

Породы гнейсового комплекса развиты также в окрестностях с.Карла Маркса. Здесь мощность полосы гнейсов больше 200 м. В отличие от других выходов гнейсов, в строении этой полосы принимают участие кристаллические силикатные известняки мощностью 10-15 м и амфибол-пироксен-гранатовые скарны. Состав толщи разнообразен; в ее строении участвуют графитовые, биотитовые, силлиманитовые, пироксеновые, роговообманковые гнейсы и амфиболиты; наиболее развиты гранат-биотитовые гнейсы.

Мощная пачка гнейсов известна у хут.Сачки, где по берегам Берды гнейсы, зажатые среди мигматитов, имеют мощность более 300 м, простирание СВ 40-60° и падение СЗ 80-85°. Протяженность пачки более 6 км. Гнейсы представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми, силлиманитовыми, амфиболовыми, хлоритовыми и гранатовыми разностями, переслаивающимися с инъекционными гнейсами.

По-видимому, к этой же пачке относятся гнейсы, встреченные на правом берегу Каратюка против хут.Лебедь (в 10 км южнее с.Старченково). Сюда же, очевидно, следует отнести переслаивающиеся биотитовые и роговообманковые мелкозернистые гнейсы, обнажающиеся южнее с.Старченково; простирание их также СВ 60-70°.

Таким образом, все перечисленные выходы гнейсов можно считать одной пачкой; ее общая протяженность достигает 15 км. Если к ней отнести выходы гнейсов в устье р.Берестовой, то общая длина полосы выходов гнейсов достигает 25-30 км.

Подобные гнейсы выходят на поверхность в верхнем течении Берды. Мощность этой полосы 20-40 м, простирание СЗ 320-330°. В ее составе существенную роль играют графитовые, пироксен-роговообманковые и биотит-силлиманитовые гнейсы.

В верховьях Берды (в б.Очеретяной) обнажается полоса (мощностью около 200 м) амфибол-пироксеновых мелкозернистых гнейсов. Простирание ее СЗ 310°.

В 10 км севернее г.Еланова, на правом берегу Кальчика, развита полоса гнейсов, залегающая среди мигматитов. Ее мощность изменяется от 150 до 500 м; простирание СЗ 300-330°, падение близкое к вертикальному с отклонением к юго-западу. Иногда толща гнейсов разобщена согласно залегающими полосами мигматитов мощностью до 50 м, а также жилами розовых аплитовидных гранитов. Толща сложена биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми, биотит-гранатовыми, биотит-графитовыми и кордиеритовыми гнейсами, а также амфиболитами, которые образуют постепенные переходы с биотит-амфиболовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами.

Широко распространены гнейсовые породы по р.Западному Кальчику, между сс.Чердакли и Малоянисолью, в нижнем течении бб.Чумацкой, Грузской, Вали-Тарамы и Калмыцкой; встречены они по р.Кальцу, ниже с.Володарского и в других местах. Эти породы представлены амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми, амфибол-биотитовыми, реже

гранат-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми и кордиеритовыми разностями. Среди них иногда встречаются прослои скарнированных известняков и скаполит-микроклин-пироксеновых гнейсов (мощностью до 0,5 м), близких по составу к скарновым образованиям. Простирание гнейсов здесь везде, как правило, СЗ 320-340°, падение СВ 70-90°.

Породы рассмотренного комплекса – важная составная часть отложений, создающих приазовские магнитные аномалии (Корсак-Могильскую и др.). Здесь, в подошве пород, обусловливающих магнитные аномалии, залегает парагнейсовая толща, представленная биотит-гранатовыми, гранат-хлоритовыми, эпидотовыми и другими разностями гнейсов. Породы гнейсового комплекса обычно залегают согласно с породами, создающими аномалии: простирание СЗ 340-350°, падение преимущественно ЮЗ 70-80°. В остальных местах Приазовского массива парагнейсы распространены ограниченно в виде ксенолитов в мигматитах.

Таким образом, гнейсовая толща Приазовского кристаллического массива сложена наиболее древними породами, что подтверждается наличием ксенолитов гнейсов в ультрабазитах и метабазитах р.Берды, которые являются самыми древними изверженными породами Северного Приазовья.

По мнению И.С.Усенко, приазовский гнейсовый комплекс занимает совершенно определенное место в тектонике района как структурная единица. Приазовская часть УЩ, полагает он, представляет собой складчатое сооружение, в котором значительную роль играют брахискладки. Гнейсы вместе с мигматитами составляют остов этого складчатого сооружения, а излияние основной магмы происходило до образования складок, так как базиты в гнейсах залегали главным образом в виде покровов и принимали участие в образовании складок. Кислые магмы внедрялись в конце складкообразовательного процесса; породы этого комплекса представлены мелкими интрузивами, занимающими сводовые части складок и куполов.

Породы гнейсовой серии чаще всего мелкозернистые, отчетливо гнейсовидные; в толщах с повышенным содержанием биотита наблюдается отчетливая сланцеватость, исключением являются только чисто пироксеновые гнейсы, характеризующиеся массивным сложением.

Генезис гнейсовых пород не установлен с достаточной точностью. Часть их - продукты метаморфизации глинистых или карбонатно-глинистых осадочных пород, что подтверждается наличием в них графита, кальцита, силлиманита, ставролита, кордиерита и, частично, граната. Что же касается пироксеновых, пироксен-роговообманковых и роговообманковых разностей, то, вопреки мнению некоторых исследователей (Н.И.Лебедев, В.И.Лучицкий, М.Н.Сердюченко и др.), относящих их к парагнейсам, они могут оказаться ортопородами.

Породы, из которых образовались гнейсы, сформировались, вероятно, в геосинклинальных условиях. Они имеют признаки осадочно-эффузивных формаций офиолитового характера, образующихся в подвижных зонах.

На Приазовском кристаллическом массиве наряду с гнейсами широко развиты серые и розовые мигматиты. Они представляют как бы субстрат, в который островками включены все другие кристаллические породы. Серые мигматиты отмечаются преимущественно в западной и южной частях массива; они принимают участие в образовании складчатых структур северо-западного простирания. Розовые разности слагают северную часть массива: верховья Берды, бассейны Каратюка, Темрюка, Каратыша, Кальчика и среднее течение Кальмиуса. По возрасту эти структуры моложе серых разностей; образовались они в связи с интрузией серых салтычанских гранитов.

Среди мигматитов массива есть разности, образовавшиеся в результате ассимиляции магмой боковых пород, и разности, отличающиеся полосчатостью, свойственной инъекционным гнейсам.

По минералогическому составу мигматиты массива разделяются на четыре группы: биотитовые, гранатовые, роговообманковые и пироксеновые. Биотитовые, биотит-гранатовые и биотит-амфиболовые мигматиты относятся к группе наиболее кислых представи-

телей; амфиболовые и амфибол-пироксеновые, в зависимости от количества ассимилированных основных и ультраосновных пород, меняют свой состав от габбро до гранодиоритов.

Верхнеархейские отложения распространены на большой территории УЩ. Формирование этих пород произошло в результате отложения мощных глинистых и глинисто-мергелистых толщ с редкими известковыми прослоями. Вслед за отложением этих толщ, а возможно, и параллельно происходили излияния основных лав, образовавших мощные толщи метабазитов, представленных преимущественно амфиболитами, спилитами, зелеными сланцами и другими зеленокаменными породами. Среди кристаллических пород Приазовья метабазиты занимают существенное место. Генезис этих пород и их стратиграфическое положение изучены еще недостаточно.

Метабазиты Орехово-Павлоградской и Белозерско-Конкской зон магнитных аномалий представлены серпентинитами и амфиболитами, залегающими между магнетит-карбонатными и пироксен-магнетитовыми кварцитами; последние с глубиной сменяются гранат-силлиманитовыми и биотитовыми гнейсами.

Простирание кристаллической толщи в районе г.Орехов – с.Новониколаевка северо-восточное, падение северо-западное.

По данным бурения, полоса метабазитов Белозерско-Конкской магнитной аномалии залегает в юго-восточном борту синклинальной складки. Предполагаемая мощность метабазитов этой полосы около 500 м, простирание СВ 75°, падение СЗ 80°.

Метабазиты Приазовья образуют пластообразные тела значительной мощности, переслаивающиеся с гнейсами и мигматитами главным образом в западной и средней частях массива; в восточной части они распространены ограниченно и наблюдаются в основном в виде ксенолитов и небольших по размерам полос. По Берде, Кильтичии, Обиточной, Чокраку и др. развиты полосы амфиболитов шириной от нескольких десятков до 100 м и более. Мощные полосы амфиболитов шириной до 100 м обнаружены по р.Чокраку, ниже с.Елисеевки, простирание СЗ 320°, падение СВ 75-80°. По р.Берде выше с.Осипенко, простирание полос амфиболитов в основном северо-восточное с крутым падением пород на северо-запад. Полоса амфиболитов шириной до 100 м встречена среди розово-серых мигматитов в верховьях б.Камышеватой, левого притока р.Кильтичии; простирание полосы СВ 310°, падение ЮЗ 75°.

Кроме метабазитов в Западном Приазовье широко распространены генетически связанные с ними метаультрабазиты. Сконцентрированы они в основном по рр.Берде, Кильтичии и Обиточной и представляют собой амфиболизированные перидотиты, тальк-хлоритовые и амфиболовые сланцы, ортоамфиболиты. Из магматических пород ультрабазиты и метабазиты – наиболее древние. Таким образом, в возрастном отношении эти породы занимают второе место после гнейсов. Самый крупный район распространения ультрабазитов по р.Кильтичии – район с.Андреевки. Залегают ультрабазиты субмеридионально. Их мощность достигает 150 м, длина по простиранию до 300 м.

Широко распространены на УЩ породы криворожской железорудной серии. Они развиты в приднепровской части щита и слагают субмеридиональные структуры, хорошо выделяющиеся среди других структур. Юго-восточнее г.Запорожья, по р.Конке, расположена магнитная аномалия длиною более 20 км; южнее находятся Белозерские магнитные аномалии, также создаваемые осадочно-метаморфическими породами криворожской серии. Большая полоса магнитных аномалий субмеридионального простирания прослеживается от Павлограда через Орехов до с.Новопавловки. В пределах Западного Приазовья аномальные области обнаружены в районе Корсак-Могилы, Куксунгур-Могилы, Каменной Могилы, с.Стульнева и т.д.

Генезис железо-кремнистых пород докембрия связывается с зеленокаменными вулканогенными образованиями, которые рассматривают как источник железа и кремнезема. Все полосы железорудной серии расположены в центральной части УЩ, имеют субмеридиональное простирание и крутое западное падение, опрокинуты на восток. Некоторые исследователи (например, Милай, 1937) считают, что наряду с этими кварцитами существуют и

более древние, образовавшиеся из амфиболитов в результате гидротермального метаморфизма. К этим образованиям А.И.Милай относит железистые кварциты Приазовья.

Конкские магнитные аномалии расположены в районе ст.Кирпотино и сс.Веселянки, Новогригорьевки и Ульевки и представлены четырьмя полосами: Западной (Веселянской), Восточной (Промежуточной), Ульевской (Северной) и Кирпотинской. В основании разреза пород конкских аномалий залегают измененные и рассланцованные амфиболиты, апосланцы и зеленые хлоритовые сланцы. Эти породы можно отнести к подстилающей метабазитовой серии. Выше залегает толща, представленная филлитовидными сланцами и железисто-кремнистыми породами (криворожская серия). Все породы криворожской серии секутся розово-серыми аплитоидными гранитами.

Полоса Орехово-Павлоградских магнитных аномалий протягивается от сс.Андреевки, Новопавловки и Васиновки до верховьев б.Берестовой; далее к северу полоса проходит по долинам Терсы и Волчьей и уходит за Павлоград в виде двух параллельных полос меридионального простирания. Западнее расположена Гуляйпольская аномальная полоса.

Важной особенностью железистых кварцитов Орехово-Павлоградской полосы является чередование кварцевых и рудных слоев, разделенных небольшой каемкой алюмосиликатов. Они характеризуются высокой степенью кристаллизации вещества, крупностью зерен кварцевых и силикатных минералов, наличием в них массивных или полосчатых текстур и преобладанием гранобластических структур. Это указывает на большую степень метаморфизма железисто-кремнистых осадков. Чередование железистых кварцитов с амфиболовыми сланцами свидетельствует об эффузивно-осадочном образовании первичных пород.

В Западном Приазовье, в верховьях Корсака и его правого притока Шавкая известны выходы железистых кварцитов (Каменные Могилы, Куксунгур-Могила и Корсак-Могила). Здесь наиболее широко распространены мигматиты серых гранитов. Пятнами среди них залегают розовые граниты, а также железистые кварциты, в основном амфиболовые и пироксеновые разности.

В структурном отношении железистые кварциты Западного Приазовья представляют собой корни сложных синклинальных складок, сложенных породами железисто-кремнистой серии, частично ассимилированными серыми гранитами и повторно прорванными гранитами.

В Приазовье развиты породы протерозойского щелочного и сиенитового комплексов, массивы которых развиты по рр.Кальмиусу, Кальчику и Грузскому Еланчику, под соответственными названиями: Октябрьский, Кальмиусский, Южно-Кальчикский и Еланчикский. Эти породы - самые молодые среди кристаллических пород УЩ, однако об их возрасте нет единого мнения. На основании работ И.Д.Царовского можно принять следующий порядок образования пород сиенитового комплекса: I) ультраосновные породы - габбро, пироксениты и перидотиты; 2) граносиенитовая группа - габбро-сиениты, кварцсодержащие диаллаговые сиениты и граносиениты, роговообманковые и биотит-роговообманковые гранитоиды и гибридные биотитовые сиениты; 3) нефелиновые сиениты - фойяиты, микрофойяиты, мариуполиты и метасоматические щелочные продукты сиенитового состава; 4) дайковая лампрофировая серия. Среди этих пород собственно щелочными являются только нефелиновые сиениты.

Верхняя граница сиенитового комплекса устанавливается по пересечению граносиенитовых пород ортофирами, что позволяет принять их возраст не моложе позднего девона. Нижняя граница определяется менее четко.

По данным Н.А.Елисеева и др. (1965), установлено что тела сиенитовых пород Восточного Приазовья образовались в такой последовательности: ультраосновные и основные породы (наиболее древние) - биотитовые граниты - пироксен-амфиболовые граниты - щелочные сиениты - фойяиты - мариуполиты.

Наиболее вероятное время регионального метаморфизма древних пород Приазовья - 2000-21000 млн. лет. Время осадконакопления метаморфизованных толщ можно условно считать более 2100 млн. лет, но менее 2700 млн. лет. Верхними пределами процессов регионального метаморфизма и гранитизации, сменяющейся затем гранитообразованием, могут быть приняты 2100 и 1950 млн. лет. Последнее число, по-видимому, определяет время превращения региона в консолидированную область, которая затем испытывает

платформенный режим развития. С этого времени Приазовье в структурном отношении представляет собой платформу, в пределах которой развивались разломы разных масштабов, направления и глубины заложения. Отчетливо выделяются три группы пород: сиениты и граниты (1800–1950 млн. лет), щелочные сиениты, сиенит-пегматиты и контактово-реакционные образования этих пород (1740–1850 млн. лет), нефелиновые сиениты, мариуполиты, фениты, натровые метасоматиты трещинных зон, альбитизированные граниты и пегматиты (1450–1600 млн.лет).

Условия залегания пород сиенитового комплекса отличны от таковых для более древних пород. Они образуют массивы разломного типа, среди которых древние породы представлены ксенолитами. Граносиениты Приазовья приурочены к крупным разломам почти меридионального простирания.

Следует отметить, что возрастные, структурные и петрологические взаимоотношения докембрийских пород на Приазовском кристаллическом массиве изучены еще совершенно недостаточно. Например, среди архейских гнейсов и мигматитов, имеющих северо-западное простирание, установлена серия графитовых гнейсов, простирающихся в северо-восточном направлении через села Новотроицкое, Садовое, Сачки и Старченково. Последние породы, возможно, более молодые. Не изучено взаимоотношение графитовых гнейсов Старокрымского месторождения с вмещающими породами. Не установлен возраст гранитов Салтычанского массива. Имеются и другие важные проблемы.

В формировании УЩ выделяют пять циклов магматической деятельности; первых три связываются с формированием трех складчатых систем в докембрии, а два последних относят к более позднему времени. Здесь развиты почти все известные семейства магматических пород: граниты, чарнокиты-монцониты, габбро (и метабазиты), диориты, сиениты и граносиениты (также комптониты и мончикиты).

Наиболее древними интрузивными породами архея на Приазовском кристаллическом массиве являются гранодиориты, развитые в западном Приазовье по рр.Кильтичии, Обиточной и Берде. Эти породы не образуют крупного массива, они представлены главным образом смешанными гибридными, в основном плагиоклазовыми породами в зависимости от того, какие вмещающие породы мигматизированы и ассимилированы гранитной магмой. Среди них наблюдаются разновидности – от массивных роговообманково-биотитовых гранодиоритов до гнейсовидных роговообманковых или биотитовых плагиоклазовых мигматитов. В Восточном Приазовье к наиболее древним гранитоидам, вероятно, относятся гранодиориты рр.Кальмиуса и Мокрой Волновахи.

Более молодыми породами гранитных интрузий Приазовья являются порфировые граниты Токмак-Могилы, серые граниты Салтычьей Могилы, с.Басани, р.Каратюка и розовые порфировые и аплитоидные граниты Восточного Приазовья. С ними связано развитие пегматитовых полей, образующих крупные месторождения по рр.Чокраку, Обиточной, Кильтичии и Буртичии. Возможно, к этому же комплексу гранитов относится гранитный плутон, который обнажен руслами рр.Каратюка, Темрюка и частично Берды в ее среднем течении. В контактной зоне плутона с вмещающими породами развиты мощные пегматитовые тела, несущие разнообразное оруденение.

Анатолийские граниты Восточного Приазовья распространены на большой площади и, вероятно, составляют не один, а несколько массивов. Исследованы они еще сравнительно слабо. Они развиты по правым притокам Кальмиуса к востоку и юго-востоку от ст.Карань, по Малому Кальчику, в районе сел Анадоля, Дмитриевки и северо-восточнее. И.Д.Царовский считает, что интрузии анатолийских гранитов предшествовала интрузия серых гранитов и что анатолийские граниты занимают промежуточное положение между серыми гранитами и граносиенитовым комплексом Восточного Приазовья.

Октябрьский, Грузскоеланчикский, Кальмиусский и Южно-Кальчикский массивы пород сиенитового комплекса, несмотря на их общее сходство, имеют различия в своем составе. Они представлены породами от ультраосновных до кислых и щелочных. Основные и ультраосновные породы развиты только в Октябрьском массиве. Породы граносиенитового состава преобладают и наблюдаются во всех указанных массивах. Щелочные породы представлены только нефелиновыми сиенитами.

В последние годы в центральной части Приазовского массива выявлены гранитные интрузии, относимые И.С.Усенко к мезозою. Один из гранитных массивов (Каменные Могилы) находится в верховьях р.Каратыша, левого притока р.Берды, другой (Екатериновский) – расположен в верхнем течении Кальчика возле села того же названия. Каменномогильский гранитный массив сложен розовыми средне- и крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами; среднезернистые разности пересечены пегматитовыми жилами. Екатериновский массив сложен розовыми среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. Строение и состав этих двух гранитных массивов указывает на их исключительную петрохимическую однородность и образование из одной гранитной магмы. Вероятно, они составляют части большой неоинтрузии.

По данным Н.А.Елисеева и др. (1965), образование Екатериновского и Каменномогильского гранитных штоков связано с субмеридиональными глубинными разломами протерозойского возраста. Эти авторы считают, что гранитные массивы возникли на пересечении северо-западных тектонических зон позднеархейско-раннепротерозойского возраста с субмеридиональными.

Жильные породы, играющие незначительную роль в строении УЩ, в Приазовье широко распространены, особенно в восточной и средней его частях: по рр.Кальмиусу, Кальчику, Каратышу, Кильтичии, Берде, Обиточной, Юшанлы, Лозоватке, Конке и Сухой Конке. Залегают они чаще всего в виде даек мощностью от нескольких десятков сантиметров до 60 м и протяженностью иногда до десятков километров. Состав их весьма разнообразен – от пород щелочноземельного ряда до щелочных разностей; имеются также породы промежуточного состава.

Среди дайковых пород наиболее развиты диабазы, порфириты, палеоандезиты и диабазо-порфириты, особенно по рр.Кальмиусу, Кальчику, Конке, Каратышу, Берде и Обиточной. Диабазы Приазовья представлены в основном пироксеновыми разновидностями. Простирание даек преимущественно северо-западное, падение очень крутое, мощность до 60 м. Диабазо-порфириты занимают промежуточное положение между диабазами и порфиритами. Дериватами основной магмы являются палеоандезиты и порфириты. Палеоандезиты залегают в виде штокообразных (у с.Староигнатьевки) и дайковых тел (по рр.Кальмиусу и Каратышу); состав их различен, преобладают роговообманковые разновидности.

Дайковые породы кислого состава очень распространены. Это – кварцевые порфиры и фельзиты. Кварцевые порфиры встречаются по р.Берде. Мощность даек составляет дециметры, редко метры.

Широко развиты дайковые щелочные породы и породы, занимающие промежуточное положение между щелочными и щелочноземельными. Дайки щелочных пород представлены мончикитами, камптонитами (по рр.Крынке, Грузскому Еланчику, Кальчику), грорудитами и др. Мощность даек незначительна.

К породам, занимающим промежуточное положение между щелочными и щелочноземельными, относятся андезито-трахиты и трахиты, весьма часто встречающиеся в Восточном и Северном Приазовье по рр.Кальмиусу, Мокрой Волновахе, Каратышу, в верховье Берды, особенно в верховьях Конки.

О возрасте жильных пород Приазовского массива имеются лишь очень отрывочные данные, позволяющие определить его только для части пород.

Древнейшими жильными образованиями являются амфиболизированные перидотиты р.Берды (между селами Осипенко и Радионовкой) и горнблендиты. Возраст этих пород, вероятно, раннеархейский.

Базальтовые покровы р.Мокрой Волновахи прорывают отложения нижнего девона и перекрывают их. Андезиты рр.Сухой и Мокрой Волновах прорывают нижнекаменноугольные отложения, а по рр.Большому и Малому Несветаям и Аюте они секут среднекаменноугольные. Следовательно, андезиты образовались не раньше карбона.

Возраст жильных пород р.Кальчика и отчасти р.Кальмиуса – мончикитов, камптонитов, грорудитов и др. – прямым методом установить нельзя. По аналогии с другими районами их можно отнести к породам коростенского комплекса.

Возраст некоторых диабазов также остается неясным. Часть их, видимо, одновозрастна с базальтами по рр.Мокрой Волновахе и Кальмиусу, т.е. относится к позднему девону.

Плотность кристаллических пород Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий изучается уже на протяжении многих лет. К настоящему времени общее количество определений плотности превышает 20 тысяч.

Первые обобщенные сведения о плотности кристаллических пород Приазовья были опубликованы нами (1958), а затем нами и Т.С.Лебедевым (1962).

В табл.I приведены определения плотностей кристаллических пород Северного Приазовья. Образцы пород для определений плотности не классифицировались ни по районам отбора, ни по возрастным группам, поэтому их анализ с этих точек зрения затруднителен; он может быть сделан только в целом для таблиц. Однако мы попытались, насколько это возможно, разделить все определения плотности, приведенные в табл.I, по возрастным группам пород. Естественно, что такое формальное разделение может привести к некоторым ошибкам, однако они вполне окупаются получаемыми результатами.

Таблица I

Плотность горных пород докембрия Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий
(по материалам В.И.Шаповалова, С.И.Субботина, Г.Т.Собакаря и др.)

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Метаморфические породы				
Гнейсы биотитовые	163	2,50	3,03	2,68
Гнейсы пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые	32	2,67	3,05	2,81
Гнейсы биотит-гранатовые	137	2,60	3,00	2,86
Гнейсы амфибол-гранатовые	15	3,00	3,25	3,10
Мигматиты розового гранита	353	2,50	2,70	2,58
Мигматиты серого гранита	176	2,51	2,81	2,63
Мигматиты биотит-роговообманково-пироксеновые	113	2,54	2,75	2,63
Мигматиты с гранатом	106	2,58	2,82	2,70
Мигматиты амфиболовые	67	2,60	3,00	2,80
Полимигматиты и мигматиты	469	2,50	2,73	2,60
Амфиболиты	251	2,60	3,30	2,92
Габбро-амфиболиты	13	3,20	3,30	3,25
Сланцы актинолитовые	25	2,90	3,04	2,97
Сланцы графитовые	115	2,10	3,05	2,90
Сланцы хлоритовые, тальк-хлоритовые, биотитовые	81	2,80	3,30	3,02
Кварциты	88	2,56	2,75	2,62
Кварциты с гранатом	11	3,35	3,50	3,45
Кварциты железистые	23	3,35	3,50	3,45
Асбест с роговой обманкой	21	2,45	2,65	2,53
Магматические породы				
Кислые				
Граниты пегматоидные и пегматиты	565	2,50	2,73	2,58
Гранит-аплиты и аплитоидные граниты	492	2,46	2,75	2,58
Граниты серые биотитовые	194	2,50	2,95	2,58
Граниты розовые биотитовые, биотит-роговообманковые	57	2,46	2,80	2,56
Граниты порфировые биотит-роговообманковые	432	2,46	2,93	2,61
Граниты биотитовые гнейсовидные	198	2,45	2,80	2,61
Граниты розовые и розово-серые	764	2,43	2,76	2,62
Граниты биотит-роговообманковые и роговообманковые	428	2,46	2,80	2,66
Граниты с гранатом и графитом	11	2,70	2,75	2,72
Граниты красные среднекристаллические	8	2,58	2,69	2,63
Мелкокристаллические розово-черные и розово-серые граниты	2	2,59	2,62	2,60
Граниты гибридные	44	2,57	2,70	2,63
Гранодиориты	28	2,60	2,70	2,65
Кварцевая порода со вторичными образованиями сульфидов меди	70	2,40	2,73	2,58

Продолжение табл.I

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Кварц жильный	287	2,46	2,80	2,62
Щелочные				
Микроклин-нефелиновые сиениты	22	2,50	2,65	2,57
Сиениты кварцевые роговообманковые	I40	2,56	2,80	2,64
Граносиениты	II	2,5I	2,7I	2,63
Фойяиты	I8	2,58	2,68	2,62
Мариуполиты	I8I	2,46	2,90	2,63
Миаскиты	I09	2,45	2,75	2,67
Лампрофиры	II8	2,50	3,05	2,63
Сиенит-аплит-пегматиты и нефелиновые сиениты	350	2,35	2,85	2,70
Флюорит	8	2,60	2,85	2,75
Трахит	3	2,58	2,62	2,60
Альбитофиры	I66	2,5I	3,03	2,73
Карбонатизированные альбитофиры	7	2,33	2,65	2,52
Трахиандезиты	2	2,53	2,63	2,58
Основные				
Габбро	305	2,65	3,43	3,I3
Габбро-диориты	53	2,65	2,87	2,73
Ультраосновные				
Серпентиниты	3	2,38	2,45	2,40
Пироксениты хлоритизированные	26	2,50	2,75	2,64
Пироксениты	292	2,80	3,30	3,08

Данные табл.I показывают, что значительная часть исследованных пород докембрия имеет максимальную разность плотности, не выходящую за пределы 0,25 г/см^3. Породы осадочно-метаморфического комплекса характеризуются несколько большими интервалами изменения плотности, чем магматического. Например, минимальная плотность осадочно-метаморфических пород равна 2,I0 г/см^3 (сланцы графитовые), а максимальная – 3,50 г/см^3 (кварциты с гранатом и железистые кварциты), тогда как для магматических пород минимальное значение σ равно 2,33 г/см^3 (карбонатизированные альбитофиры), а максимальное – 3,43 г/см^3 (габбро). Кроме того, осадочно-метаморфические породы имеют наибольший интервал изменений плотности для одних и тех же пород (сланцы графитовые меняют свою плотность от 2,I0 до 0,5 г/см^3).

Магматические породы кислого состава имеют относительно постоянную плотность. Для них разность значений σ в пределах одной и той же породы не превышает 0,47г/см^3, а в среднем составляет 0,35 г/см^3.

Средние значения плотности докембрийских пород также свидетельствуют о том, что осадочно-метаморфические породы в общем имеют более высокую плотность, чем магматические. Если же среди последних выделить основные и ультраосновные, то эта разница будет особенно заметна. Наиболее близкие средние значения плотности имеют кислые (разность 0,I6 г/см^3) и щелочные (0,23 г/см^3) породы, затем – основные (0,40 г/см^3) и ультраосновные (0,68 г/см^3) и, наконец, осадочно-метаморфические (0,92 г/см^3) породы.

В табл.2 приведены данные о плотностях горных пород левобережья Среднего Приднепровья (Шевченко, Сагайдак и др., I960).

Измерения проводились разными организациями, метод отбора образцов, техника измерения и обработка результатов наблюдений были различными. Петрографические определения также не всегда выполнялись достаточно квалифицированно, на возрастные группы породы не разделялись, поэтому давать плотностную характеристику их затруднительно. Однако можно констатировать, что различия между плотностями пород, приведенных в табл.I и 2, несущественны. В то же время отмечается характерная закономерность, состоящая в том, что плотность гнейсов, мигматитов, амфиболитов и различных сланцев в табл.I несколько больше, чем плотность таких же пород из табл.2. Несколько выше и плотность ультраосновных пород в табл.I. Зато средние значения плотностей гранитов в обеих таблицах одинаковы, некоторые расхождения определяются только типами гранитов. То же самое можно сказать о пегматитах и жильном кварце.

Таблица 2

Плотность кристаллических пород левобережья Среднего Приднепровья
(по материалам Б.Г.Шевченко, А.Н.Сагайдак, М.Г.Лопатина и Ю.Н.Даниленко)

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Гнейсы	134	2,24	3,43	2,68
Мигматиты	277	2,42	3,16	2,59
Амфиболиты	29	2,28	3,15	2,77
Серпентиниты	47	2,04	3,01	2,52
Сланцы кварц-амфиболовые	30	2,90	3,00	2,96
Сланцы кварц-тальк-хлоритовые	6	2,40	2,65	2,50
Сланцы кварц-амфибол-хлоритовые	82	2,25	3,00	2,70
Сланцы серицит-хлоритовые	16	1,76	2,56	2,30
Сланцы тальк-хлоритовые	40	1,80	2,75	2,50
Сланцы хлоритовые и кварц-хлоритовые	12	2,55	2,78	2,63
Сланцы хлорит-амфиболовые роговиковые	14	2,56	2,77	2,70
Сланцы гидрогематитовые разрушенные	24	1,54	2,00	1,81
Сланцы глинисто-хлоритовые	25	1,92	2,60	2,35
Кварциты	7	2,60	2,67	2,63
Кварц-биотит-плагиоклазовая порода	151	2,60	3,66	2,95
Кварц-биотит-амфиболовая полевошпатовая порода с гранатом	35	2,63	3,77	3,13
Роговики амфибол-пироксен-магнетитовые с гранатом	31	2,62	3,70	3,12
Роговики безрудные, кварц-биотитовые с гранатом	3	2,74	3,76	2,75
Роговики ожелезненные	3	2,76	3,12	2,90
Роговики кварц-магнетитовые и кварц-хлорит-магнетитовые	102	2,91	4,16	3,22
Роговики кварц-амфибол-магнетитовые, кварц-пироксен-магнетитовые и кварц-пироксен-амфибол-магнетитовые	637	2,75	3,90	3,40
Роговики кварц-амфиболовые	18	2,60	3,43	3,04
Бурый железняк	2	2,74	2,97	2,85
Тальк-карбонатные породы	230	2,50	3,05	2,84
Разрушенные тальк-карбонатные породы	37	1,78	2,34	1,90
Амфибол-пироксен-гранат-магнетитовые породы типа скарна	65	2,65	3,80	3,21
Пироксениты серпентинизированные	83	2,47	3,29	2,86
Перидотиты	49	2,74	3,16	2,92
Ультраосновные породы	10	2,96	3,04	3,01
Скарновые породы	20	2,62	3,17	2,85
Граниты	388	2,43	2,75	2,60
Пегматиты	72	2,52	2,73	2,60
Кварц жильный	9	2,60	2,67	2,63
Вулканический туф	4	1,50	1,71	1,63

Отмеченную закономерность следует, возможно, объяснять некоторым весьма незначительным различием в составах соответствующих типов пород, а в основном – степенью разрушенности, раздробленности и перемятости пород разнородных участков Приазовья. Породы левобережья Среднего Приднепровья, залегающие в области Конкского, Орехово-Павлоградского и Корсакского синклинориев, в большей степени подвергались дроблению и смятию, чем однотипные с ними породы собственно Приазовского кристаллического массива. Этот факт, несомненно, свидетельствует о том, что породы этих синклинориев пережили более активные тектонические процессы, чем породы Приазовского массива.

Плотность кристаллических пород Володарского, Приморского и Новоазовского районов Восточного Приазовья определялась Приморской геофизической партией (В.М.Пелюшенко, К.М.Соколова). Результаты этих определений приведены в табл.3. Сопоставление данных табл.1 и 3 показывает, что средние значения плотностей, приведенные в них, различаются, как правило, на сотые доли грамма на кубический сантиметр. Исключение составляют только биотитовые гнейсы, которые для южной части Восточного Приазовья оказались более плотными (различие в плотностях составляет 0,14 г/см^3). Этот факт, скорее всего, объясняется характером отбора образцов Приморской партией и недостаточной массовостью определений (всего 15 образцов). Образцы могли быть отобраны на узко локальном участке, где породы мало подвергались разрушению, а потому лучше сохранили свою структуру. Не исключены, конечно, и другие причины.

Таблица 3

Плотность горных пород южной части Восточного Приазовья

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Метаморфические породы				
Гнейсы инъекционные	95	2,50	2,95	2,72
Гнейсы биотитовые	I5	2,70	2,95	2,82
Гнейсы амфиболовые, переходящие в амфиболиты	I60	2,83	3,22	2,95
Мигматиты	359	2,50	2,75	2,62
Магматические породы				
К и с л ы е				
Граниты биотитовые мелкозернистые	I54	2,50	2,80	2,65
Граниты розовые биотитовые	II3	2,50	2,70	2,60
Граниты аплитоидные	33	2,50	2,75	2,62
Граниты сильно раздробленные, окварцованные	I22	2,50	2,80	2,65
Пегматиты	8I	2,50	2,70	2,65
Пегматиты с включениями магнетита	I7	2,6I	3,II	2,72
Аплиты розовые	28	2,50	2,65	2,57
Кварцевые порфиры	30	2,50	2,75	2,62
Кварц жильный	29	2,50	2,70	2,60
Кварц-полевошпатовая порода темно-серая	5I	2,50	2,75	2,62
Кварц-полевошпатовая порода раздробленная, местами обохренная, содержит кальцит	I8	2,44	2,59	2,53
Щ е л о ч н ы е				
Сиениты роговообманковые	I6	2,55	2,80	2,67
Граносиениты диаллаго-роговообманковые	64	2,53	2,80	2,6I
О с н о в н ы е				
Порфириты диабазовые	93	2,55	2,95	2,75
Диабазы темно-серые	I89	2,55	3,05	2,80

Та же Приморская партия (В.М.Пелюшенко, Ю.М.Черепнин, Г.Х.Димитров) провела определения плотностей горных пород, развитых на территории Куйбышевского, Розовского, Андреевского, Бердянского и Володарского районов Среднего и Восточного Приазовья. Результаты этих определений приведены в табл.4.

Таблица 4

Плотность горных пород центральной части Среднего Приазовья

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Метаморфические породы				
Гнейсы амфиболовые	I06	2,60	3,I6	2,85
Гнейсы гранат-биотитовые	I7	2,54	2,70	2,59
Гнейсы биотит-гранатовые	I8	2,70	3,37	3,07
Гнейсы ожелезненные	I2	2,54	2,96	2,82
Гнейсы инъекционные	III	2,40	2,76	2,54
Мигматиты	46	2,46	2,87	2,56
Полимигматиты	83	2,44	2,64	2,52
Амфиболиты	I32	2,74	3,I2	2,89
Железистые кварциты	I3	3,0[illegible]	3,43	3,20
Железистые кварциты выщелоченные и лимонитизированные	2	2,47	2,49	2,48
Серпентин-хлоритовая порода	4	2,44	2,56	2,50
Кристаллические известняки (р.Берда, с.К.Маркса)	2	3,00	3,02	3,0I
Брекчия тектоническая	2	2,58	2,62	2,60
Милонит (выщелоченный и обохренный)	2	2,I0	2,36	2,23
Магматические породы				
К и с л ы е				
Гранит розовый	87	2,44	2,62	2,50
Гранит серый и розово-серый, гибридный	II4	2,44	2,85	2,53

Продолжение табл.4

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Гранит эпидотизированный	9	2,52	2,76	2,65
Пегматит с турмалином	8	2,66	2,92	2,82
Пегматит и пегматоидный гранит	206	2,41	2,62	2,51
Аплито-пегматит	40	2,43	2,63	2,50
Кварц жильный	67	2,50	2,60	2,53
О с н о в н ы е				
Диабазы	6	2,40	2,75	2,58
Диабазовые порфириты	I2	2,60	2,76	2,69
Серая окварцованная порода	I8	2,7I	2,82	2,78
У л ь т р а о с н о в н ы е				
Перидотит-пироксенит (?)	2	3,40	3,4I	3,40

Сравнение данных определений, приведенных в табл.I,3 и 4, показывает, что, за редким исключением, величины табл.4 несколько меньше других. Причину этого трудно с достоверностью установить. Напрашивается вывод, что такое различие объясняется в основном систематической ошибкой измерений, хотя по данным отчета точность определения плотности составляет $\pm$ 0,026 г/см^3. Можно объяснить различия в значениях плотностей между этими данными большей разрушенностью пород, приведенных в табл.4, по сравнению с породами, приведенными в табл.I и 3, поскольку значительная часть образцов могла быть отобрана Приморской партией из Сорокинской тектонической зоны.

В Приморской партии также определялись плотности горных пород на территории Волноваxского и Ольгинского районов зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом и северной части Восточного Приазовья. Результаты этих определений приведены в табл.5 по материалам А.М.Иванова, А.Е.Осипова, Р.В.Носова.

Следует сразу же оговориться, что авторами, отбиравшими образцы и определявшими плотность, породы описаны весьма неквалифицированно. Например, такие характеристики, как " граниты зеленовато-серые", "граниты выветрелые", "эффузивная порода", не определяют петрографических особенностей пород. Это, конечно, затрудняет анализ физических свойств, особенно их сопоставление по различным районам.

Т а б л и ц а 5

Плотность горных пород северной части Восточного Приазовья и зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Гнейсы биотит-амфиболовые	3	2,72	2,80	2,75
Биотит-амфибол-пироксеновая разгнейсованная порода	8	3,00	3,20	3,08
Мигматиты	8	2,5I	2,76	2,63
Мигматиты сильнокаолинизированные	2	2,47	2,57	2,52
Граниты розовые аплитоидные	23	2,6I	2,63	2,63
Граниты розово-серые пегматоидные	43	2,5I	2,63	2,56
Граниты розово-серые и серые пегматоидные	I2	2,66	2,75	2,70
Граниты зеленовато-серые	4	2,67	2,88	2,79
Граниты выветрелые	4	I,92	2,27	2,I9
Пегматиты	3	2,53	2,58	2,56
Кварц	6	2,6I	2,65	2,64
Лампрофир мелочной	4	2,63	2,87	2,77
Эффузивная порода	2	2,92	3,I4	3,0I

Плотности пород северной части Восточного Приазовья почти не отличаются от таковых южной его части. Расхождения, как правило, не выходят за пределы нескольких сотых граммов и редко достигают десятых долей грамма на кубический сантиметр. Эти расхождения следует объяснять точностью определений плотности (они находятся в большинстве случаев в пределах этой точности) и отчасти колебанием состава определенного типа в различных образцах.

В табл.6 приведены плотности горных пород Белозерской магнитной аномалии по данным определений В.М.Пелюшко, С.А.Пискунова, Ю.Н.Даниленко.

Таблица 6

Плотность горных пород Белозерских магнитных аномалий

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Мигматиты	3	2,20	2,80	2,57
Амфиболиты	25	2,60	3,10	2,82
Серпентиниты	39	2,41	2,90	2,56
Сланцы кварц-хлорит-гранат-магнетитовые и кварц-магнетит-хлоритовые	89	2,52	4,00	3,11
Сланцы кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-гематитовые, гематит-мартитовые и тальк-магнезитовая порода	344	2,36	3,76	2,89
Сланцы кварц-гидрогематитовые, мартитовые и кварц-хлоритовые	244	2,21	3,40	2,80
Сланцы магнетит-карбонатные, кварц-магнетитовые, кварц-амфибол-хлорит-слюдистые	73	2,43	3,61	2,72
Сланцы кварц-слюдистые, кварц-серицитовые, филлитовые	95	2,41	3,21	2,71
Сланцы слюдисто-кварц-карбонатные	7	2,11	2,76	2,53
Песчаники кварц-слюдистые	11	2,72	3,03	2,83
Кварциты рибекит-мартитовые, эгирин-магнетитовые и флогопит-магнетит-мартитовые	156	2,67	4,13	3,48
Кварциты магнетитовые, мартитовые, магнетит-мартитовые	707	2,56	4,02	3,32
Кварциты хлорит-магнетитовые, гидрогематит-мартитовые, хлорит-мартитовые, хлорит-карбонат-магнетитовые	528	2,54	4,04	3,11
Кварциты железнослюдково-магнетитовые и карбонат-магнетитовые	32	2,54	4,10	2,83
Кварциты безрудные и гематит-гидрогематитовые	23	2,41	3,16	2,68
Руда гидрогематит-мартитовая и гематит-мартитовая	148	2,71	4,49	3,94
Руда железнослюдково-мартитовая	10	2,96	3,78	3,31
Руда карбонатная гидрогематит-мартитовая	9	3,72	4,47	4,16
Руда гидрогематит-мартитовая с большим количеством кварца	10	3,31	3,96	3,69

Значения плотностей пород Белозерской аномалии по их средним величинам очень мало отличаются от тех же значений однотипных пород других участков Приазовья. Отличие частично объясняется тем, что в 1957 г. плотности определялись без парафинирования, и для пористых пород значения их получались заниженными. В осредненном значении вместе с образцами 1958 г., для которых подобное парафинирование выполнялось, получились заниженные данные плотности. Другая доля уменьшения плотности некоторых одноименных пород Белозерской аномалии объясняется теми же особенностями, что и уменьшение плотности пород левобережья Приднепровья (см.табл.2), а именно большей перемятостью и раздробленностью пород Белозерской аномалии, залегающих в пределах Конкского синклинория.

Измерения плотности кристаллических пород Приморской партией (Ю.М.Черепнин) на северном склоне Приазовского массива и в прилегающих районах Конкско-Ялынской впадины (табл.7) дают следующую картину ее распределения.

Все однотипные породы имеют относительно близкие значения плотностей. Различие обусловлено только разностью состава одноименных пород и некоторыми возможными ошибками измерений. Различие плотностей, обусловленное различием условий залегания, в общем случае весьма несущественно, хотя все-таки наблюдается некоторое уменьшение плотности за счет большой разрушенности пород, если они залегают в зонах дробления.

Таблица 7

Плотность кристаллических пород северного склона Приазовского массива и прилегающих районов Конкско-Ялынской впадины

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Гнейсы биотитовые	19	2,44	2,88	2,73
Гнейсы биотитовые с корундом	46	2,66	2,89	2,76
Гнейсы гранат-биотитовые мигматизированные	12	2,68	2,72	2,70
Гнейсы инъекционные	8	2,67	2,80	2,74
Мигматиты розовые биотитовые	26	2,52	2,74	2,64
Мигматиты розово-серые биотитовые	30	2,46	2,67	2,60
Мигматиты серые мелкозернистые полосчатые	15	2,78	3,12	2,95
Мигматиты серые биотитовые	27	2,04	2,72	2,58
Мигматиты серые биотитовые теневые	15	2,54	2,66	2,60
Амфиболиты	28	2,80	3,05	2,95
Амфиболиты мигматизированные	2	2,68	2,70	2,69
Серпентиниты	28	1,64	2,30	2,14
Граниты биотитовые розовые, серые и розово-серые	108	2,44	2,96	2,60
Граниты серые среднезернистые	10	2,51	2,60	2,55
Граниты порфировидные серые и розовые	24	2,60	2,65	2,63
Граниты розово-красные и розово-серые роговообманково-биотитовые	31	2,62	2,73	2,65
Аплиты розовые с прожилками везувиана	12	2,62	2,82	2,69
Пегматиты розовые	27	2,54	2,65	2,59
Кварцевые порфиры	10	2,52	2,64	2,59
Кварц жильный	12	2,61	2,66	2,64
Мариуполиты	22	2,28	2,94	2,63
Сиениты биотитовые и роговообманково-биотитовые	15	2,54	2,82	2,66
Сиениты	11	2,71	3,02	2,83
Фойяиты	28	2,53	2,73	2,63
Габбро	43	2,71	3,60	3,08
Габбро-пироксениты	11	3,02	3,08	3,04
Диабазы	82	2,82	3,04	2,90

В табл.8 приведены плотности кристаллических пород Володарского и Розовского районов Приазовья (В.И.Розов). Значения этих плотностей существенно не отличаются от их значений для аналогичных пород остальной части Приазовья.

Таблица 8

Плотность кристаллических пород центральной части Восточного Приазовья

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Метаморфические породы				
Гнейсы биотитовые	33	2,47	2,92	2,77
Гнейсы амфиболовые	84	2,60	2,93	2,83
Гнейсы инъекционные	17	2,60	2,84	2,78
Мигматиты розового гранита	14	2,50	2,72	2,58
Мигматиты серого гранита	90	2,41	2,76	2,58
Амфиболиты	14	2,93	3,11	3,00
Магматические породы				
К и с л ы е				
Граниты серые и розовые биотитовые	49	2,44	2,63	2,55
Граниты гибридные	135	2,31	3,12	2,56
Граниты аплитоидные	24	2,52	2,64	2,58
Гранодиориты	11	2,54	2,70	2,64
Аплиты розовые	18	2,51	2,65	2,60
Аплито-пегматиты	20	2,36	2,63	2,50
Пегматиты	131	2,30	2,78	2,54
Кварц жильный	69	2,46	2,68	2,54
Ш е л о ч н ы е				
Сиениты кварцевые	17	2,50	2,75	2,64
О с н о в н ы е				
Габбро-амфиболиты	19	3,11	3,18	3,13

Продолжение табл.8

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Ультраосновные				
Пироксенит черный	28	3,I9	3,36	3,24
Эффузивные				
Порфириты	I9	2,58	2,7I	2,6I
Диабазы	24	2,5I	2,73	2,65

Плотность кристаллических пород Покрово-Киреевской структуры (табл.9, по материалам К.М.Шурапея) очень близка к таковой для пород центральной части Восточного Приазовья и Приазовского массива в целом. Этот факт сам по себе весьма примечателен. Дело в том, что Покрово-Киреевская структура расположена в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом, в зоне глубинных разломов, подвергавшейся интенсивным тектоническим движениям, смятию и дроблению не только в древнейшие эпохи развития земной коры, но и в палеозойское и, вероятно, мезозойское время. Это должно было привести к значительному общему уменьшению плотности горных пород района, однако такого не произошло. Наблюдается только некоторое уменьшение плотности гранитов, отобранных из обнажений, по сравнению с плотностью тех же гранитов из керна скважин. Этот факт, очевидно, свидетельствует о том, что разломная тектоника, проявившаяся в послекембрийское время, носила крупноглыбовый характер и почти не повлияла на плотность горных пород в малых массах. Если даже и произошло некоторое уменьшение плотности пород Приазовского массива в результате тектонических процессов, то оно сказалось во всех его частях, видимо, в равной мере.

Таблица 9

Плотность кристаллических пород Покрово-Киреевской структуры Восточного Приазовья

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Граниты из скважин	I5	2,42	2,68	2,57
Граниты из обнажений	47	2,33	2,60	2,52
Граниты катаклазированные	7	2,44	2,7I	2,52
Граниты щелочные	3	2,63	2,66	2,64
Порфиры кварцевые	I7	2,3I	2,7I	2,48
Пегматиты	3	2,46	2,50	2,48
Альбитофиры	34	2,36	2,87	2,60
Трахиандезиты	5	2,5I	2,65	2,57
Плагиоклазовые порфиры	II	2,47	2,93	2,63
Флюорит	3I	2,64	3,03	2,90
Малиньиты	2	2,66	2,68	2,67
Андезиты	23	2,33	2,88	2,64
Диабазы	3	2,56	2,78	2,69
Пироксеновые порфиры	I8	2,59	3,06	2,75
Пироксениты	II	2,76	3,5I	3,20

Плотности горных пород Михайловской и Пришибской магнитных аномалий (табл.I0) Белозерской группы (по материалам Ж.Г.Мальмета и др.) существенно не отличаются от плотностей пород собственно Белозерской аномалии (см.табл.6), что объясняется только неодинаковой массовостью определений в том и другом случаях и, возможно, разными способами отбора образцов для измерений.

В табл.II даны плотности главнейших типов кристаллических пород всего Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий на основании сведения данных табл.I–I0. Для того чтобы можно было судить о региональных изменениях плотности, ее значения приведены по участкам, рассматриваемым в направлении с востока на запад.

Таблица I0

Плотность докембрийских пород Михайловской и Пришибской магнитных аномалий Белозерской группы аномалий

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Амфиболиты	3	2,9I	3,42	3,I6
Сланцы кварц-слюдистые	III	2,55	3,26	2,77
Сланцы кварц-слюдистые, окисленные	9	2,20	2,62	2,28
Сланцы кварц-хлоритовые слюдистые	4I	2,62	3,26	2,84
Серпентиниты	2	2,54	2,83	2,68
Тальк-карбонатные породы	56	2,55	3,29	2,90
Туфобрекчии метаморфизованные, карбонатизированные	5	2,64	2,95	2,76
Туфобрекчии метаморфизованные	22	2,67	3,I8	2,80
Кварциты гематит-мартитовые	I65	2,75	3,85	3,33
Кварциты гематит-мартитовые с железной слюдкой	4I	2,85	3,75	3,36
Руда гематит-мартитовая	I0	3,46	4,56	3,64
Руда гематитовая	8	3,44	4,00	3,66

Таблица II

Плотность главнейших типов кристаллических пород Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий

Породы	Число определений	σ ср., г/см^3	Район отбора образцов
Гнейсы			
Гнейсы биотитовые	I63	2,68	–
Гнейсы пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые	32	2,8I	–
Гнейсы биотит-гранатовые	I37	2,86	–
Гнейсы амфибол-гранатовые	I5	3,I0	–
Гнейсы биотит-амфиболовые	3	2,75	Северная часть Восточного Приазовья
Биотит-амфибол-пироксеновая разгнейсованная порода	8	3,08	Там же
Гнейсы инъекционные	95	2,72	Южная часть Восточного Приазовья
Гнейсы биотитовые	I5	2,82	Там же
Гнейсы амфиболовые, переходящие в амфиболиты	I60	2,96	" "
Гнейсы биотитовые	I9	2,73	Северный склон Приазовского
Гнейсы биотитовые с корундом	46	2,76	массива и прилегающие районы Конкско-Ялынской впадины
Гнейсы инъекционные	8	2,74	Там же
Гнейсы биотитовые	33	2,77	Центральная часть Восточного Приазовья
Гнейсы амфиболовые	84	2,83	Там же
Гнейсы инъекционные	I7	2,78	" "
Гнейсы амфиболовые	I06	2,85	Среднее Приазовье
Гнейсы гранат-биотитовые	I7	2,59	Там же
Гнейсы биотит-гранатовые	I8	3,07	" "
Гнейсы ожелезненные	I2	2,82	" "
Гнейсы инъекционные	III	2,54	" "
Гнейсы	I34	2,68	Левобережье Среднего Приднепровья
Мигматиты			
Мигматиты розового гранита	353	2,58	–
Мигматиты серого гранита	I76	2,63	–
Мигматиты биотит-роговообманково-пироксеновые	II3	2,63	–
Мигматиты с гранатом	I06	2,70	
Мигматиты амфиболовые	67	2,80	–
Полимигматиты и мигматиты	469	2,60	–
Мигматиты	8	2,63	Северная часть Восточного Приазовья
Мигматиты сильно каолинизированные	2	2,52	Там же
Мигматиты розового гранита	I4	2,58	Центральная часть Восточного Приазовья
Мигматиты серого гранита	90	2,58	Там же

Породы	Число определений	$\sigma_{ср}$, г/см³	Район отбора образцов
Мигматиты	359	2,62	Южная часть Восточного Приазовья
Мигматиты розовые биотитовые	26	2,64	Северный склон Приазовского массива и прилегающие районы
Мигматиты розово-серые биотитовые	30	2,60	Там же
Мигматиты серые мелкозернистые, полосчатые	I5	2,95	Конкско-Ялынская впадина
Мигматиты серые биотитовые	27	2,58	Там же
Мигматиты серые биотитовые теневые	I5	2,60	" "
Мигматиты	46	2,56	Центральная часть Среднего Приазовья
Полимигматиты	83	2,52	Там же
Мигматиты	277	2,59	Левобережье Среднего Приднепровья
Мигматиты	3	2,57	Белозерская группа магнитных аномалий
	Амфиболиты		
Амфиболиты	25I	2,92	-
Габбро-амфиболиты	I3	3,25	-
Амфиболиты	I4	3,00	Центральная часть Восточного Приазовья
Амфиболиты	28	2,95	Северный склон Приазовского массива
Амфиболиты мигматизированные	2	2,69	Там же
Амфиболиты	I32	2,89	Центральная часть Среднего Приазовья
Амфиболиты	29	2,77	Левобережье Среднего Приднепровья
Амфиболиты	25	2,82	Белозерская группа магнитных аномалий
Амфиболиты	3	3,I6	Михайловская и Пришибская магнитные аномалии
	Сланцы кристаллических аномалий		
Сланцы актинолитовые	25	2,97	-
Сланцы графитовые	II5	2,90	-
Сланцы хлоритовые, тальк-хлоритовые, биотитовые	8I	3,02	-
Сланцы кварц-амфиболовые	30	2,96	Левобережье Среднего Приднепровья
Сланцы кварц-тальк-хлоритовые	6	2,50	Там же
Сланцы кварц-амфибол-хлоритовые	82	2,70	" "
Сланцы серицит-хлоритовые	I6	2,30	" "
Сланцы тальк-хлоритовые	40	2,50	" "
Сланцы хлоритовые и кварц-хлоритовые	I2	2,63	" "
Сланцы хлорит-амфиболовые роговиковые	I4	2,70	" "
Сланцы гидрогематитовые разрушенные	24	I,8I	" "
Сланцы глинисто-хлоритовые	25	2,35	" "
Сланцы кварц-хлорит-гранат-магнетитовые и кварц-магнетит-хлоритовые	89	3,II	Белозерская группа магнитных аномалий
Сланцы кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-биотитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-гематитовые, гематит-мартитовые и тальк-магнезитовая порода	344	2,89	Там же
Сланцы кварц-гидрогематитовые, мартитовые и кварц-хлоритовые	244	2,80	" "
Сланцы магнетит-карбонатные, кварц-магнетитовые, кварц-амфибол-хлорит-слюдистые	I3	2,72	" "
Сланцы кварц-слюдистые, кварц-серицитовые и филлитовые	95	2,7I	" "
Сланцы слюдисто-кварц-карбонатные	7	2,53	" "
Сланцы кварц-слюдистые	III	2,77	Михайловская и Пришибская магнитные аномалии
Сланцы кварц-слюдистые окисленные	9	2,28	Там же
Сланцы кварц-хлорит-слюдистые	4I	2,84	" "

Породы	Число определений	$\sigma_{ср}$, г/см³	Район отбора образцов
Кварциты			
Кварциты	88	2,62	–
Кварциты с гранатом	II	3,45	Михайловская и Пришибская магнитные аномалии
Кварциты	7	2,63	Левобережье Среднего Приднепровья
Кварц-биотитовая плагиоклазовая порода	I5I	2,95	Там же
Кварц-биотит-амфиболовая полевошпатовая порода с гранатом	35	3,I3	" "
Кварциты железистые			
Кварциты железистые	23	3,45	–
Кварциты железистые	I3	3,20	Центральная часть Среднего Приазовья
Кварциты железистые выщелоченные и лимонитизированные	2	2,48	Там же
Кварциты рибекит-мартитовые, эгирин-магнетитовые и флогопит-магнетит-мартитовые	I56	3,48	Белозерская группа магнитных аномалий
Кварциты магнетитовые, мартитовые, магнетит-мартитовые	707	3,32	Там же
Кварциты хлорит-магнетитовые, гидрогематит-мартитовые, хлорит-мартитовые, хлорит-карбонат-магнетитовые	528	3,II	" "
Кварциты железнослюдко-магнетитовые и карбонат-магнетитовые	32	2,83	" "
Кварциты безрудные и гематит-гидрогематитовые	23	2,68	" "
Кварциты гематит-мартитовые	I65	3,33	Михайловская и Пришибская магнитные аномалии
Кварциты гематит-мартитовые с железной слюдкой	4I	3,36	Там же
Роговики			
Роговики амфибол-пироксен-магнетитовые с гранатом	3I	3,I2	Левобережье Среднего Приднепровья
Роговики безрудные, кварц-биотитовые с гранатом	3	2,75	Там же
Роговики ожелезненные	3	2,90	" "
Роговики кварц-магнетитовые и кварц-хлорит-магнетитовые	I02	3,22	" "
Роговики кварц-амфибол-магнетитовые, кварц-пироксен-магнетитовые и кварц-пироксен-амфибол-магнетитовые	637	3,40	" "
Роговики кварц-амфиболовые	I8	3,04	" "
Руды			
Бурый железняк	2	2,85	" "
Руда гидрогематит-мартитовая и гематит-мартитовая	I48	3,94	Белозерская группа магнитных аномалий
Руда железнослюдко-мартитовая	I0	3,3I	Там же
Руда карбонатная и гидрогематит-мартитовая	9	4,I6	" "
Руда гидрогематит-мартитовая	I0	3,69	" "
Руда гематит-мартитовая	6	4,3I	Михайловская и Пришибская магнитные аномалии
Руда гематит-мартитовая	I0	3,64	Там же
Руда гематитовая	8	3,66	" "
Граниты, гранодиориты и пегматиты			
Граниты пегматоидные и пегматиты	565	2,58	–
Гранит-аплиты и аплитоидные граниты	492	2,58	–
Граниты серые биотитовые	I94	2,58	–
Граниты розовые биотитовые, биотит-роговообманковые	57	2,56	–
Граниты порфировые биотит-роговообманковые	432	2,6I	–
Граниты биотитовые гнейсовидные	I98	2,6I	–
Граниты розовые и розово-серые	764	2,62	–

Продолжение табл. II

Породы	Число определений	$\sigma_{ср}$, г/см^3	Район отбора образцов
Граниты биотит-роговообманковые и роговообманковые	428	2,66	-
Граниты с гранатом и графитом	II	2,72	-
Граниты красные среднекристаллические	8	2,63	-
Мелкокристаллические розово-черные и розово-серые граниты	2	2,63	-
Граниты гибридные	44	2,63	-
Гранодиориты	28	2,65	-
Граниты из скважин	I5	2,57	Покрово-Киреевская структура
Граниты из обнажений	47	2,52	Там же
Граниты катаклазированные	7	2,52	" "
Граниты щелочные	3	2,64	" "
Пегматиты	3	2,48	" "
Граниты серые и розовые биотитовые	49	2,55	Центральная часть Восточного Приазовья
Граниты гибридные	I35	2,56	Там же
Граниты аплитоидные	24	2,58	" "
Гранодиориты	II	2,64	" "
Пегматиты	3I	2,54	" "
Граниты биотитовые мелкозернистые	I54	2,65	Южная часть Восточного Приазовья
Граниты розовые биотитовые	II3	2,60	Там же
Граниты аплитоидные	33	2,62	" "
Граниты сильно раздробленные, окварцованные	I22	2,65	" "
Пегматиты	8I	2,65	" "
Пегматиты с включением магнетита	I7	2,72	" "
Граниты биотитовые розовые, серые и розово-серые	I08	2,60	" "
Граниты серые среднезернистые	I0	2,55	Северный склон Приазовского массива
Граниты порфировидные серые и розовые	24	2,63	Конкско-Ялынская впадина
Граниты розово-красные и розово-серые роговообманково-биотитовые	3I	2,65	Там же
Пегматиты розовые	27	2,59	" "
Граниты розовые	87	2,50	Центральная часть Восточного Приазовья
Граниты серые и розово-серые гибридные	II4	2,53	Там же
Граниты эпидотизированные	9	2,65	" "
Пегматиты с турмалином	8	2,82	" "
Пегматит и пегматоидный гранит	206	2,5I	" "
Аплито-пегматит	40	2,50	" "
Граниты розовые аплитоидные	23	2,63	" "
Граниты розово-серые пегматоидные	43	2,56	" "
Граниты розово-серые и серые пегматоидные	I2	2,70	" "
Граниты зеленовато-серые	4	2,79	" "
Граниты выветрелые,	4	2,I9	" "
Пегматиты	3	2,56	" "
Сиениты, граносиениты и мариуполиты			
Сиениты кварцевые	I7	2,64	Центральная часть Восточного Приазовья
Сиениты роговообманковые	I6	2,67	Южная часть Восточного Приазовья
Граносиениты диаллаг-роговообманковые	64	2,6I	Там же
Мариуполиты	22	2,63	Северный склон Приазовского массива и прилегающие районы Конкско-Ялынской впадины
Сиениты биотитовые и роговообманково-биотитовые	I5	2,66	Там же
Сиениты	II	2,83	" "
Микроклин-нефелиновые сиениты	22	2,57	" "
Сиениты кварцевые роговообманковые	I40	2,64	-
Граносиениты	II	2,63	-
Мариуполиты	I8I	2,63	-
Габбро			
Габбро	305	3,I3	-
Габбро-диориты	53	2,73	-
Габбро-амфиболиты	I9	3,I3	Центральная часть Восточного Приазовья

Продолжение табл. II

Породы	Число определений	$\sigma_{ср}$, г/см^3	Район отбора образцов
Габбро	43	3,08	Северный склон Приазовского массива и прилегающие районы Конкско-Ялынской впадины
Габбро-пироксениты	II	3,04	
Пироксениты и перидотиты			
Пироксениты хлоритизированные	26	2,64	–
Пироксениты	292	3,03	–
Пироксениты	II	3,20	Покрово-Киреевская структура
Пироксенит черный	28	3,24	Центральная часть Восточного Приазовья
Перидотито-пироксенит	2	3,40	Там же
Пироксениты серпентинизированные	83	2,86	Левобережье Среднего Приднепровья
Перидотиты	49	2,92	Там же

Гнейсы изменяют свою плотность от 2,54 (гнейсы инъекционные) до 3,10 г/см^3 (гнейсы амфибол-гранатовые), интервал колебания составляет 0,56 г/см^3 (рис.6). Основная масса гнейсов имеет значительно меньший интервал. Средняя плотность гнейсов равна 2,78 г/см^3. Если считать, что количество определений плотности того или иного типа пород соответствует распространенности породы на территории исследований, то получится, что не менее 75% различных видов гнейсов имеют интервал колебания средней плотности не больше ± 0,10 г/см^3.

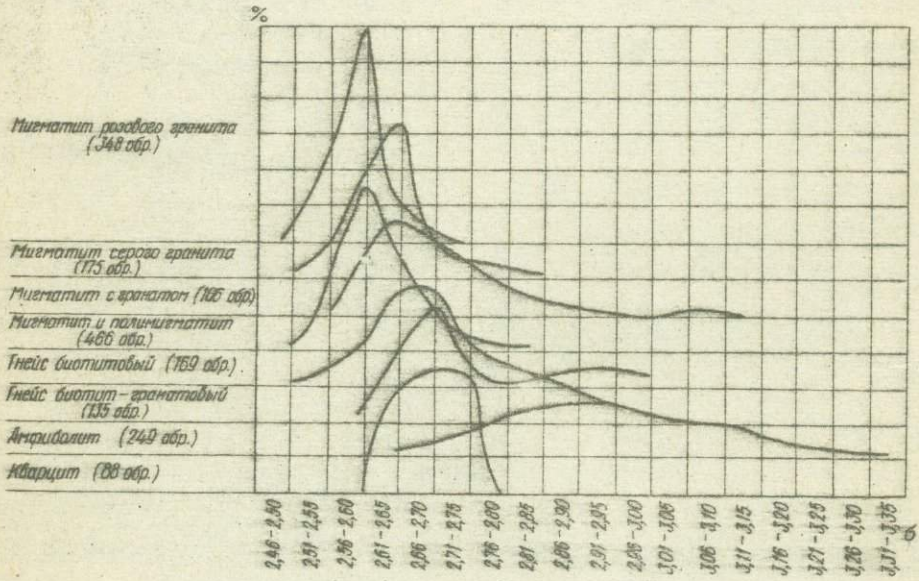


Рис.6. Вариационные кривые плотности осадочно-метаморфических пород Приазовского кристаллического массива (В.И.Шаповалов, 1964).

Разность средних значений плотности мигматитов составляет не более 0,43 г/см^3, но она определена только по 100 образцам. Основная же масса их (не менее 95) имеет разность ± 0,10 г/см^3. Как видим, плотность мигматитов довольно устойчива: среднее значение ее равно 2,61 г/см^3.

Средняя плотность амфиболитов 2,91 г/см^3, разность средних значений плотности не выше ± 0,10 г/см^3; максимальное расхождение этих значений составляет 0,56 г/см^3.

Сланцы кристаллические имеют довольно значительные разности плотностей. Максимальное значение этих разностей 1,30 г/см^3. Минимальное значение плотности имеют

сланцы гидрогематитовые разрушенные (I,8I г/см^3), максимальное – сланцы кварц-хлорит-гранат-магнетитовые и кварц-магнетит-хлоритовые (3,II г/см^3). Средняя плотность кристаллических сланцев равна 2,8I г/см^3. Из них только 60% от этого значения отличаются не более как на ± 0,I0 г/см^3. Основная причина резких колебаний плотности кристаллических сланцев состоит в большом разнообразии их состава и значительной разрушенности в результате действия различных агентов выветривания и тектоники. С тектонической точки зрения благоприятным фактором в этом случае является то, что кристаллические сланцы не развиты в пределах собственно Приазовского кристаллического массива, а главным образом лишь в Конкском, Орехово-Павлоградском и Корсакском синклинориях.

То же самое можно сказать о кварцитах и железистых кварцитах. Первые имеют интервал изменения плотности от 2,62 до 3,45, среднее значение 2,88 г/см^3, и только половина из них от среднего значения плотности отличается не более чем на ± 0,I0 г/см^3. Железистые кварциты имеют более высокое среднее значение плотности (3,25 г/см^3), а также большую разность колебаний средних значений (I,0 г/см^3), отличие же от среднего значения плотности их не более чем на ± 0,I0 г/см^3 имеет также около половины образцов. Такие большие интервалы колебания плотности кварцитов и железистых кварцитов можно объяснить разнообразием их состава и разной степенью разрушенности.

Роговики имеют довольно высокую среднюю плотность (3,35 г/см^3) и сравнительно постоянное ее значение для разных типов. Изменение средней плотности более 75% роговиков не превышает 0,05 г/см^3. Максимальный интервал колебания достигает 0,65 г/см^3.

Среднее значение плотности всей толщи метаморфических пород описываемого района равно 2,90 г/см^3 (кроме железных руд, имеющих среднюю плотность 3,70 и максимальную разность плотности I,46 г/см^3; наименьшая плотность отмечается у бурого железняка).

В региональном плане плотность метаморфической толщи изменяется только в соответствии со структурным планом первого порядка. Плотность пород Приазовского массива несколько выше плотности пород примыкающих к нему с запада синклинориев. В пределах каждой из этих структур региональных изменений плотности не отмечается.

Из магматических пород наиболее распространены кислые породы различного состава (граниты, гранодиориты и пегматиты). Средняя плотность всей этой группы пород равна 2,60 г/см^3. Интервал изменения средних значений плотностей составляет 2,I9 (граниты выветрелые) – 2,82 г/см^3(пегматиты с турмалином); 99% определений плотности пород этой группы имеют отклонение средних значений не более ± 0,I0 г/см^3 от средней плотности всей группы, а 80% – не более ± 0,05 г/см^3 (рис.7).

Группа сиенитов, граносиенитов и мариуполитов имеет среднюю плотность 2,63 г/см^3. Минимальная средняя плотность пород этой группы равна 2,57 (микроклин-нефелиновые сиениты), максимальная – 2,83 г/см^3 (сиениты). Отклонение от среднего в пределах ± 0,I0 г/см^3 составляют 98%, а отклонение от среднего в пределах 0,05 г/см^3 – около 94%. Эта группа имеет наиболее устойчивую плотность (рис.8).

Средняя плотность группы габбро равна 3,07 г/см^3. Эта группа также имеет устойчивую плотность. Отклонение средних значений плотности от среднегруппового составляет в ней не более ± 0,I0 г/см^3 (рис.9).

Средняя плотность перидотитов и пироксенитов равна 2,99 г/см^3, изменяясь от 2,64 до 3,40 г/см^3; отклонение средних значений плотности 70% пород составляет ± 0,I0 г/см^3.

Ниже приведены средние значения плотности пород (в г/см^3) отдельных групп.

М е т а м о р ф и ч е с к и е породы (в среднем – 2,90): гнейсы – 2,78; мигматиты – 2,6I; амфиболиты – 2,9I; кристаллические сланцы – 2,8I; кварциты – 2,88; железистые кварциты – 3,25; роговики – 3,35; руды железные – 3,70.

М а г м а т и ч е с к и е : граниты, гранодиориты и пегматиты – 2,60; сиениты, граносиениты и мариуполиты – 2,63; габбро – 3,07; пироксениты и перидотиты – 2,99.

Средняя плотность всех кристаллических пород – 3,00.

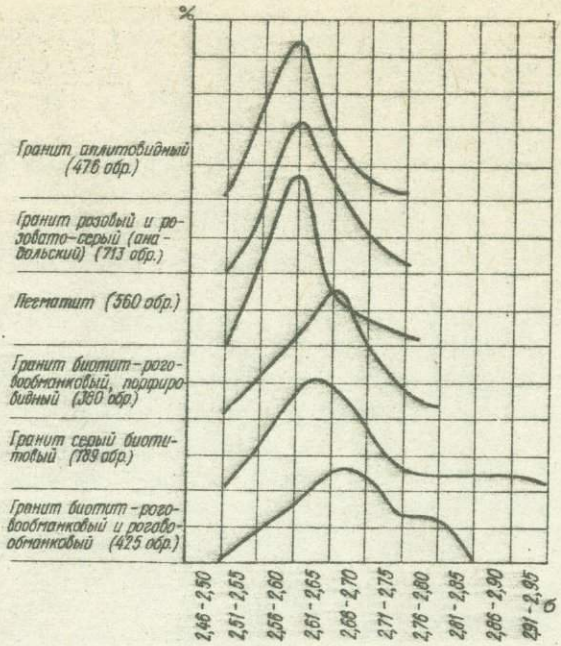


Рис.7. Вариационные кривые плотности пород кислого состава Приазовского кристаллического массива (В.И.Шаповалов, 1964).

Приведенные вариационные кривые (рис.6-9) главнейших пород Приазовского кристаллического массива вместе с рассмотренными таблицами достаточно четко характеризуют плотности кристаллических пород Северного Приазовья.

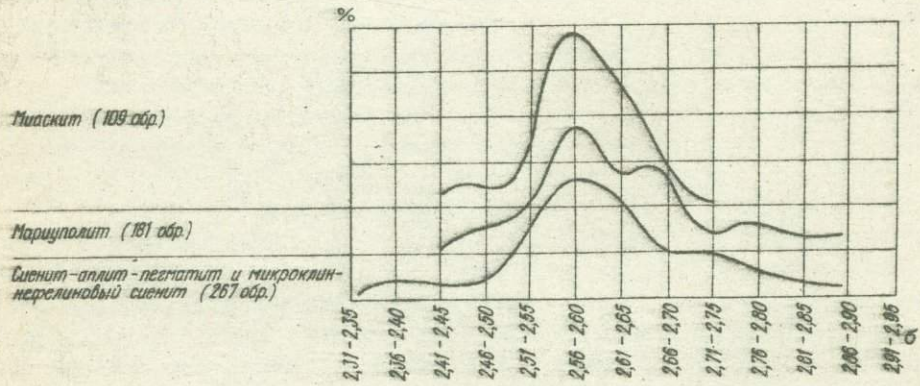


Рис.8. Вариационные кривые плотности пород щелочного состава Приазовского кристаллического массива (В.И.Шаповалов, 1964).

Анализ геологических условий и плотностей показал, что плотностная неоднородность, обусловленная различием петрографического состава верхней части разреза кристаллического основания, не может создавать достаточно интенсивных гравитационных аномалий, наблюдаемых в этом районе. Их не может создавать и сравнительно спокойный рельеф поверхности фундамента. Следовательно, наличие таких интенсивных гравитационных аномалий в этом районе приходится объяснять другими факторами, относимыми к значительно большим глубинам.

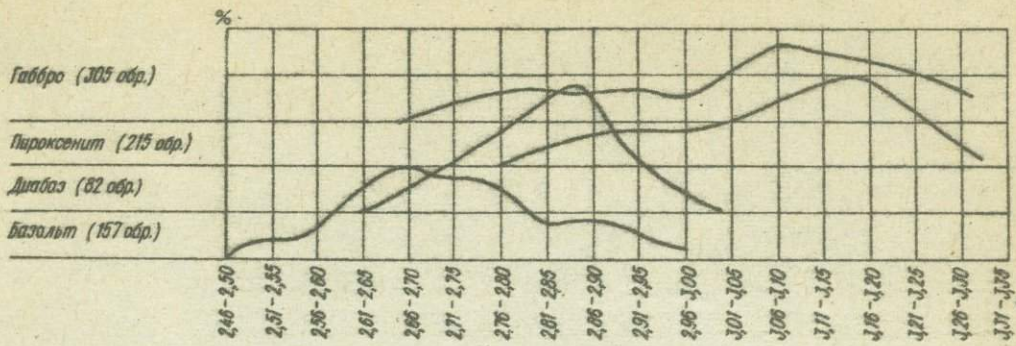


Рис.9. Вариационные кривые плотности пород основного и ультраосновного состава Приазовского кристаллического массива (В.И.Шаповалов, 1964).

Девонские отложения перекрыты толщами известняков нижнего карбона, они известны на южном склоне восточного продолжения Приазовского массива (Азовская антеклиза, по А.Я.Дубинскому). Это – конглобрекчии среднего и верхнего девона, залегающие на докембрийских образованиях в виде узкой полосы, которая протягивается (в изученной части) от берега Азовского моря до 40-го меридиана. Накоплению конглобрекчий предшествовал длительный размыв кристаллического фундамента. Перекрыты они непосредственно песчано-глинистыми отложениями нижнего карбона (Дубинский и Варданянц, 1961).

В бассейнах Сухой и Мокрой Волновах на размытой поверхности докембрийских образований трансгрессивно залегают верхнедевонские отложения. Они представлены конгломератами, серыми и белыми аркозовыми песчаниками, серыми и пестрыми глинистыми сланцами, известняками и разнообразными туфами, объединенными А.П.Ротаем в три самостоятельных комплекса: белый девон (мощность 60 м), бурый девон (150 м), серый девон (450 м).

Одновременно с развитием Донецкой геосинклинали в уже консолидированном кристаллическом фундаменте образуются трещины, разломы и сбросы субширотного, северо-западного, меридионального и северо-восточного простираний, по которым в палеозое внедрялись дайковые и эффузивные породы не только в кристаллический, но и в осадочный комплекс в южной и юго-западной частях Донбасса. Крупнейший массив этих образований простирается в виде полосы вдоль р.Мокрой Волновахи, до ее устья, и далее на восток – в верховья Сухого, Грузского и Мокрого Еланчиков. Он представлен дайковыми и эффузивными породами щелочноземельной и щелочной магм. Эффузивные породы различного петрографического состава образуют мощные покровы. Зона их развития примыкает к контакту Приазовского массива с палеозойскими отложениями Донбасса, а также к участкам значительных тектонических нарушений. Возраст дайковых и эффузивных пород этого района датируется концом палеозоя – началом мезозоя, т.е. временем формирования главных черт тектоники Донбасса.

Вследствие слабого развития девонских пород в сопредельных с Приазовским массивом районах общее количество определений их плотности также сравнительно невелико.

В табл.12 приведены значения плотности осадочных пород нижнего девона юго-западных окраин Донбасса по данным определений наших и В.И.Шаповала. Наибольший интервал изменения плотности (около 1,05 г/см^3) среди верхнедевонских осадочных пород отмечается у бурого железняка, затем у известняков и пористых кремнистых пород. Бурый железняк имеет наиболее высокую плотность, хотя характеризуется относительно высокой пористостью, что отразилось на средней величине его плотности. Низкая средняя плотность кремнистой породы обусловлена ее пористостью. Значительное изменение плотности известняков также определяется и пористостью, связанной с интенсивной

закарстованностью девонских известняков этого района. Плотность верхнедевонских песчаников, туфобрекчий и катаклазитов соизмерима с плотностью кристаллических пород.

Таблица I2

Плотность верхнедевонских осадочных пород юго-западной окраины Донбасса
(по материалам Г.Т.Собакаря, В.И.Шаповала и др.)

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Глинистые сланцы	2I	2,I9	2,58	2,38
Песчаники	I37	2,40	2,78	2,53
Известняки	I85	2,43	2,90	2,64
Пористые кремнистые породы	46	I,85	2,30	2,09
Туфобрекчии	27	2,46	2,68	2,59
Бурый железняк	9	2,74	3,95	2,98

Плотность эффузивных пород представлена в табл.I3, она увеличивается с возрастанием основности. Наибольшие изменения плотности отмечаются у базальтов, наименьшие - у порфиритов. Средние значения плотности изменяются незначительно и близки к средней плотности интрузивных пород. Однако и среди эффузивов можно выделить две группы. К первой следует отнести ортофиры и андезиты, ко второй - порфириты, базальты, диабазы. Плотность пород первой группы почти одинакова, но значительно меньше обычных значений σ кристаллических образований и составляет 2,45 г/см^3. Это можно объяснить составом исходного вещества или условиями, при которых породы образовались. Например, андезитовая лава имеет в своем составе много газов, вследствие чего при остывании порода становится более пористой и, следовательно, менее плотной. Уменьшение плотности ортофиров связывается с влиянием вторичных процессов, со стекловатостью и примесью вулканического пепла. Вторая группа по плотности близка к основным магматическим породам. Средняя плотность пород всего эффузивного комплекса равна 2,69 г/см^3.

Таблица I3

Плотность верхнедевонских эффузивных пород зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом
(по материалам Г.Т.Собакаря, В.И.Шаповала, В.И.Розова и др.)

Породы	Число определений	Плотность σ, г/см^3		
		минимальная	максимальная	средняя
Андезиты	32	2,38	2,53	2,46
Ортофиры	55	2,24	2,60	2,41
Порфириты	6I	2,5I	2,7I	2,62
Базальты	I79	2,65	2,95	2,77
Базальты и пироксеновые порфиры	87	2,32	3,32	2,82
Пироксеновые порфиры	I7	2,50	2,98	2,82
Диабазы	I37	2,5I	2,93	2,77
Габбро-порфириты	62	2,57	2,99	2,7I
Эффузивы красного цвета	6	2,48	2,68	2,57

Каменноугольные отложения северной окраины Приазовского кристаллического массива представлены двумя отделами: нижним и средним. В состав нижнего отдела входят турнейский, визейский и намюрский ярусы, в состав среднего - вестфальский. Стратиграфическое расчленение нижнего карбона западной части территории проведено А.П.Ротаем (по фауне брахиопод), Д.Е.Айзенвергом, М.Д.Задесским и Е.О.Новик (по остаткам флоры). В восточной части расчленение выполнено геологами Волго-Донского геологического управления.

В Северном Приазовье нижнекаменноугольные породы перекрыты меловыми, третичными и четвертичными отложениями. К югу они сменяются сначала верхнедевонскими, а затем докембрийскими кристаллическими породами, к северу – залегающими выше отложениями среднего карбона.

В бассейнах Самары, Кальмиуса, Крынки, Миуса, Тузлова нижнекаменноугольные отложения залегают трансгрессивно на верхнедевонских или непосредственно на докембрийских образованиях и сложены терригенной толщей (переслаивание известняков, сланцев и песчаников с редкими прослоями угля). Общая мощность 3000 м.

К востоку состав пород меняется. Отложения турнейского и низов визейского ярусов представлены преимущественно карбонатными осадками. Верхи визейского и намюрский ярус сложены терригенными песчано-глинистыми отложениями с подчиненными прослоями известняков. В северном направлении эти породы замещаются карбонатными.

В верховьях рр. Самары, Быка, Волчьей, Соленой, Сухих Ялов, Кальмиуса, Крынки, Большого и Малого Несветаев, Грушевки, Аюты на отложениях нижнего карбона без перерыва залегают породы среднего карбона. Они составляют продуктивную толщу смежных с севера и северо-востока Красноармейского и Донецко-Макеевского горнопромышленных районов Старого Донбасса и охватывают почти полностью продуктивную часть разреза каменноугольных отложений Донбасса. Считается установленным, что в пределах Восточного Донбасса породы среднего карбона согласно и без заметного перерыва залегают на отложениях нижнего карбона.

В смежных западных районах Донбасса породы среднего карбона представлены грубозернистыми песчаниками, известняками, глинистыми и песчанистыми сланцами, угольными пластами рабочей мощности, в восточной части Южного Донбасса – аргиллитами, алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, известняками, угольными пластами рабочей мощности. Весьма характерно закономерное увеличение мощности отдельных свит с запада на восток с одновременным уменьшением относительного содержания терригенного материала в разрезе. Такая же закономерность отмечается и при движении с севера на юг (Шатский, 1937; Верболоз, 1952; Дубинский, 1956; Розентуллер, 1959).

Следовательно, фации каменноугольных отложений Донбасса не только изменяются в стратиграфическом разрезе, но и характеризуются определенным региональным распространением. В направлении с юго-запада на северо-восток в пределах исследуемой территории возрастает содержание карбонатных отложений, морских аргиллитов и снижается количество и общая мощность аллювиальных песчаных отложений, песчано-алевритовых континентальных и переходных к морским осадков. В этом же направлении уменьшается угленасыщенность.

Первые определения плотности каменноугольных отложений выполнены еще к 1929 г. Геолкомом, затем в 1930-1934 гг. – Украинским геологическим трестом (С.И.Субботин, В.Т.Комаревский, Г.И.Навротова), а в 1936 г. – Ленинградским горным институтом (А.Т.Донабедов).

По результатам определений довоенных лет, обобщенных А.Т.Донабедовым в 30-х годах, была установлена наибольшая плотность (2,72-2,75 г/см^3) отложений карбона в центральной и юго-восточной частях Донбасса. В западном, восточном и северном направлениях плотность уменьшается. Особенно резкое ее изменение отмечается вдоль северной окраины Донбасса. На запад и восток плотность каменноугольных пород уменьшается довольно плавно.

Изменение плотности осадков карбона происходит в результате изменения плотности сланцев и песчаников, которые составляют 95% и больше толщи карбона. Плотность известняков во всех районах достигает 2,60-2,70 г/см^3.

В 1955-1956 гг. нами (1958) была изучена плотность каменноугольных отложений в Старобешевском и Амвросиевском районах Донбасса. Породы нижнего карбона изучались по образцам, отобранным на рр.Кальмиусе, Мокрой и Сухой Волновахах (Старобешево, Еленовские карьеры и др.).

Средняя плотность известняков и доломитов составляет 2,65 (2,40-2,80) г/см^3, песчаников – 2,54 (2,47-2,58) г/см^3.

Плотность каракубских известняков, которая определялась для использования их в качестве флюсов, равна 2,6 г/см^3. Было отобрано 24 образца из всего стратиграфического разреза известняков нижнего карбона. По валовому опробованию среднее значение плотности – 2,5 г/см^3.

В последующие годы определениями плотности в районах, прилегающих к Приазовскому массиву, занимаются Донбасская и Луганская экспедиции бывшего треста "Геофизуглеразведка" и Украинская геофизическая экспедиция МГиОН (И.А.Гаркаленко, И.Ф.Денисов, Ю.М.Романов, О.И.Рогоза, А.Н.Балакай, И.А.Балабушевич, А.И.Григорьева, Е.И.Антонюк, В.И.Шаповал).

Результаты всех определений плотности нижнекаменноугольных пород районов, прилегающих к Приазовскому кристаллическому массиву, сведены в табл.I4, из которой следует, что плотность пород закономерно уменьшается с востока на запад вдоль зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом – от 2,72 г/см^3 в Южно-Несветайском районе до 2,I8 г/см^3 в Новомосковском, т.е. уменьшается на 0,54 г/см^3. Это обусловлено главным образом уплотнением и метаморфизмом горных пород в результате накопления огромной толщи осадков и происшедших затем горообразовательных процессов, а также некоторым изменением фаций каменноугольных отложений в стратиграфическом разрезе и региональном плане. Следовательно, южная генетическая граница Донбасса не совпадает с видимой его границей, а проходит значительно южнее.

Плотность отложений среднего карбона изучалась нами в Амвросиевском, Матвеево-курганском, Несветайском и Шахтинском районах. Использованы также материалы определений по соседним районам Донбасса.

Таблица I4

Плотность нижнекаменноугольных пород районов Донбасса, прилегающих к Приазовскому кристаллическому массиву

Район	Плотность σ, г/см^3				
	глинистых пород	песчаников	известняков	доломитов	средняя по району
Южно-Несветайский	–	–	2,72	–	2,72
Матвеевокурганский	–	–	2,68	–	2,68
Старобешевский	–	2,54	2,65	2,65	2,60
Новотроицкий	2,66	2,26	2,6I	2,6I	2,60
Петропавловский	–	–	–	–	2,45
Петропавловско-Павлоградский	2,45	2,I7	2,48	–	2,40
Павлоградский	2,30	2,20	2,52	–	2,35
Новомосковский	2,02	I,99	2,58	–	2,I8

В табл.I5 приведены средние значения плотности пород среднего карбона, убывающие в западном направлении на величину 0,57 г/см^3.

Таблица I5

Плотность пород среднего карбона южных районов Донбасса

Район	Плотность σ, г/см^3				
	глинистых пород	песчаников	известняков	доломитов	средняя по району
Шахтинский	2,69	2,67	2,67	–	2,67
Новошахтинский	2,72	2,70	2,73	–	2,70
Куйбышевский	–	–	–	–	2,68
Амвросиевский	–	–	–	–	2,62
Донецкий	2,66	2,57	2,72	–	2,6I
Торецкий	2,60	2,62	–	–	2,60
Красногоровский	2,52	2,47	–	–	2,52
Красноармейский	2,47	2,27	2,62	–	2,50
Петропавловско-Павлоградский	2,27	2,26	2,4I	–	2,30
Новомосковский	2,II	2,05	2,25	–	2,I0

Анализируя изменение плотности среднекаменноугольных осадков по профилю Куйбышево – Матвеев Курган (Лебедев, Собакарь, I962), который проходит перпендикулярно

складчатости Донбасса, следует отметить ее возрастание в южном направлении; точно так же возрастает плотность отложений C_2 по профилям Новошахтинск – Несветай и Шахты – Новочеркасск.

Колебания значений плотности здесь объясняются скорее всего изменением состава пород вдоль указанных профилей. В случае, если скважина попадает в зону интенсивного дробления и выщелачивания, фиксируется некоторое (иногда значительное) уменьшение плотности. Это вполне закономерно, поскольку профили пересекают зону сочленения Донбасса с восточным продолжением Приазовского кристаллического массива, в которой установлены интенсивные тектонические разломы и оперяющие их нарушения.

При анализе плотностей каменноугольных пород отмечается увеличение плотности пород нижнего и среднего карбона Южного Донбасса в восточном и южном направлениях. В пределах всей каменноугольной толщи она возрастает от 2,10 г/см^3 (на крайнем юго-западе) до 2,72 (в Южно-Несветайском районе) вследствие уплотнения и метаморфизма пород в процессе формирования складчатости Донбасса.

Меловые отложения распространены почти на всей площади Северного Приазовья, окаймляют кристаллические породы Приазовского массива и иногда глубоко вдаются в его пределы (Конкско-Ялынская впадина). По северной границе массива они относятся к верхнему мелу и представлены отложениями сеноманского, туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Сложены главным образом мелоподобными породами (мергелем, мелом) часто с наличием кремней, кремнистыми, в составе которых значительная роль принадлежит трепелам, трепело- и опокоподобными породами, песками и песчаниками с глауконитом, глинами и известняками, песчанистыми и глинистыми сланцами.

Максимальные мощности меловых отложений по северной окраине Приазовского массива наблюдаются в Конкско-Ялынской впадине и восточнее р.Грузского Еланчика. В северной части названной впадины мощность меловых, третичных и четвертичных отложений не превышает 50–100 м, а в южной и восточной частях достигает 400 м. В бассейне Грузского Еланчика мощность меловых отложений составляет несколько десятков метров, а восточнее достигает сотен метров. На площади неглубокого залегания кристаллического фундамента меловых пород нет.

В литологическом отношении верхнемеловые осадки бассейнов Грузского, Сухого и Мокрого Еланчиков представлены преимущественно карбонатными, глауконитовыми песчаниками, а также иногда мелкодетритусовыми известняками.

Плотность пород верхнего мела Амвросиевского района изучалась нами в 1955–1956гг. (1958) по образцам керна скважин. В последующие годы Т.С.Лебедевым и нами (1960) определялась плотность верхнемеловых отложений в Матвеевокурганском, Несветайском и Шахтинском районах также по образцам керна.

В Амвросиевском районе плотность верхнемеловых пород изменяется от 1,66 г/см^3 до 2,30, а большей части изученных образцов от 1,82 г/см^3 до 1,98. Среднее значение 1,91 г/см^3. Следует подчеркнуть, что песчанистые мергели имеют несколько большую плотность, чем мелоподобные.

Плотность верхнемеловых осадков Матвеевокурганского, Шахтинского и Несветайского районов характеризуется большими интервалами (от 1,65 до 2,45 г/см^3). Наименьшее значение плотности имеют маастрихтские отложения, наибольшее – сантонские. Средневзвешенное значение плотности всей толщи верхнего мела в этих районах 1,90 г/см^3.

По данным И.А.Гаркаленко, плотность верхнемеловых отложений Красноармейского района Донбасса (несколько севернее Конкско-Ялынской впадины) изменяется от 1,40 до 1,96 г/см^3.

По другим районам Донбасса изменения плотностей верхнемеловых пород близки к перечисленным. Это свидетельствует об их весьма выдержанном и постоянном среднем составе на северной и восточной периферии Приазовского кристаллического массива.

Верхнемеловые породы южной части массива представлены известняками и мергелями, нижнемеловые – песчаниками с прослоями глины (с.Степановка, Запорожская обл.),

глинами и песчаниками (с.Чкалово, Херсонская обл.), глинами с прослоями песчаников и песчаниками (г.Бердянск), серыми глинами (г.Мелитополь).

Верхнемеловые отложения распространены в западной и южной частях Приазовского массива. Они выходят на поверхность в бассейне Молочной по рр.Гайчуру и Янчулу и представлены кремнисто-глинистыми песчаниками; к северу от г.Мелитополя пробурены сеноманские глины и мергели. Мергели, известняки и пески вскрыты скважинами у ст.Акимовка; плотные известняки с прослоями сланцев – у с.Новоалексеевки; мергели, пески и песчаники – у с.Степановки (Запорожская обл.); песчаники; известняки, отчасти мергели и пески – в районе г.Бердянска.

По данным Г.Е.Харечко (1962), плотность меловых отложений по профилю глубоких скважин Берислав – Армянск представлена следующими величинами. Бериславской скважиной вскрыты опоковидные глины, пески, переслаивающиеся известняки. Залегает эта толща на глубине от 600 до 1000 м. Плотность ее 1,40–1,85 г/см^3. Каменской скважиной пробурены известняки и мел плотностью 2,14–2,29 г/см^3. Залегает эта толща на глубинах свыше 1000 м. Примечательно, что нижнемеловые отложения, залегающие глубже верхнемеловых, имеют меньшую плотность (примерно на 0,05–0,07 г/см^3). Чаплинской скважиной вскрыты глины, мергели, известняки с прослоями мела. Плотность верхнемеловых пород равна 2,5 г/см^3. Глубина залегания меловых пород составляет 1200–2000 м. В Армянской скважине, расположенной на Крымском перешейке, верхнемеловые осадки почти полностью состоят из известняка с небольшими прослоями мергеля и аргиллита. Глубина залегания этой толщи 1600–2000 м, плотность примерно 2,4 г/см^3.

Таким образом, плотность меловых пород южного обрамления Приазовского массива значительно выше плотности подобных же пород западного, северного и восточного обрамлений. Вместе с тем литологические особенности и фации меловых пород этих двух полос на первый взгляд кажутся одинаковыми.

Г.Е.Харечко объясняет такую разницу в плотностях различием глубин залегания меловых толщ, а следовательно, и различием испытываемых ими статических нагрузок. Меловые породы южного обрамления залегают на глубинах свыше 1000 м, следовательно, они испытывают значительно большие статические нагрузки, чем меловые породы северного обрамления, залегающие выше. По Г.Е.Харечко, наиболее уплотнены мергели, затем – песчано-глинистые отложения и, наконец, известняки.

Подобное увеличение плотности верхнемеловых мергелей с глубиной отмечается в восточной части Приазовского массива (Лебедев, Собакарь, 1962). Здесь довольно закономерно возрастает плотность мергелей к низам стратиграфического разреза верхнего мела. Вместе с тем гранулометрический анализ мергелей не дает закономерного изменения фракций с глубиной. Таким образом, их плотность возрастает в основном за счет механического уплотнения, однако такое объяснение не может быть принято как единственное и неоспоримое. В Чаплинской скважине нижнемеловые глины и мергели, залегающие на глубине 2000 м, имеют плотность 2,2 г/см^3, а верхнемеловые породы с залеганием 1200–1800 м – 2,5 г/см^3, т.е. на 0,3 г/см^3 больше. Следовательно, можно сделать вывод, что плотность меловых пород по южному обрамлению Приазовского массива повышается не только из-за увеличения глубины их залегания, но и вследствие некоторого изменения фаций и влияния динамических нагрузок (тектонических движений).

Третичные и четвертичные отложения. Третичная система представлена палеогеном и неогеном. В междуречье Кальмиус – Миус палеогеновый разрез сложен однородной толщей глинисто-песчанистых и каолиновых отложений, неогеновый – глиной, песками, песчанистыми мергелями, известняками и другими песчано-глинистыми осадками.

Восточнее р.Миуса известны палеогеновые глинистые отложения с глауконитом, песчаниками, мергелями, песками, опоками и неогеновые пески, ракушечные известняки с прослоями глин, глины с линзами песков.

По западной и северо-западной окраинам Приазовского массива (долины рр.Конки, Токмака, Токмачки, Гайчура и др.) наблюдаются отдельные пятна палеогеновых трепеловидных пород и кремнистых опоков, отмечаются неогеновые глины с прослоями известняка, глинистые пески, мергелистые и углистые глины, известняки, гипсовидные глины, иногда с прослоями мергеля.

Палеогеновые отложения южного обрамления Приазовского массива (Причерноморской впадины) вскрыты на больших глубинах под верхнетретичными и четвертичными осадками; выходы их на поверхность встречены только вдоль южного склона массива. Представлены эти отложения углистыми и песчанистыми глинами, песками; известковистыми песками, мергелями, известковистыми глинами, глауконитовыми песками, мергелистыми известняками; в южной части района состав палеогеновых пород исключительно морской (мергели и мергелистые известняки). Неогеновые породы сложены глинами с прослоями мергеля и мелкозернистого песка, глинистыми песками, известняками, песками и мергелями. На Бердянской площади, по материалам глубоких скважин, третичные породы представлены известняками, ракушечниками, глинами, глинами с песком, мергелистыми глинами, песками.

К западу от р.Миуса плотность третичных и четвертичных толщ определялась по гравиметрическим данным и составляет I,68–I,97 г/см^3 (Собакарь, I958).

Восточнее р.Миуса плотность пород третично-четвертичной толщи определена по керну скважин (Лебедев, Собакарь, 1962) и изменяется от 1,46 до 2,I6 г/см^3, в основном I,65–I,96 г/см^3.

В Красноармейском районе Донбасса плотность третичных и четвертичных отложений, по данным И.А.Гаркаленко, составляет I,80–2,II г/см^3.

По материалам Г.Е.Харечко (I962), плотность третичных и четвертичных пород по профилю глубоких скважин Берислав – Армянск варьирует от I,8 до 2,2 г/см^3, в среднем равна 2,0.

Итак, анализ плотностей пород третичного и четвертичного возраста показывает, что, хотя по отдельным свитам плотность изменяется довольно резко, средневзвешенное ее значение для всей толщи – около 2,0 г/см^3 и, следовательно, его можно считать равным плотности меловых пород западного, северного и восточного обрамлений Приазовского массива.

Приведенный анализ плотностей горных пород Приазовского массива и некоторых смежных районов дает возможность выделить основные плотностные границы, которые определяют характер гравитационного поля и создают локальные гравитационные аномалии.

Если считать, что количество определений плотности той или иной породы соответствует ее распространенности, т.е. средневзвешенному значению ее во всей массе, например, кристаллических пород (характер отбора образцов должен об этом свидетельствовать), то самой распространенной на собственно Приазовском массиве (около 5500 определений) должна быть группа магматических пород, представленная гранитами, гранодиоритами, пегматитами, сиенитами, граносиенитами и мариуполитами, плотности которых близки между собой, а средневзвешенная плотность равна 2,6I г/см^3. В менее распространенной группе осадочно-метаморфических пород (около 4000 определений) – гнейсы, мигматиты, амфиболиты – средневзвешенная плотность равна 2,70 г/см^3, в группе основных и ультраосновных пород (около 900 определений) – габбро, пироксениты, перидотиты – средневзвешенная плотность равна 3,03 г/см^3.

Следовательно, в пределах Приазовского кристаллического массива наиболее существенные плотностные границы раздела проходят по контактам между: а) метаморфической толщей и интрузиями кислых и щелочных пород; б) метаморфической толщей и интрузиями основных и ультраосновных пород; в) интрузиями кислых и щелочных и интрузиями основных и ультраосновных пород. Если среди метаморфических пород мигматиты или амфиболиты залегают в виде обособленных масс, то их плотностные границы с гнейсами или между собой создают локальные аномалии. Вскрытые тела основных и ультраосновных пород не образуют больших локальных масс, которые могли бы обусловить обширные и интенсивные гравитационные аномалии на общем фоне гравитационного поля Приазовского массива. Тела кислых и щелочных пород иногда имеют достаточно большие массы среди метаморфических пород; избыточная плотность на их границе близка 0,09–0,I г/см^3. При достаточно больших массах таких тел они обусловливают относительные минимумы среди поля, созданного метаморфическими породами.

Следовательно, в пределах Приазовского кристаллического массива, на общем фоне поля, создаваемого глубинными факторами, должны быть либо интенсивные, но ограниченные по размерам аномалии, создаваемые ультраосновными породами, либо слабые, но более обширные аномалии, создаваемые телами кислых и щелочных пород. Поскольку рельеф поверхности кристаллических пород выражен относительно спокойными формами, аномалии, обусловленные плотностной границей докембрий-мезозой (избыточная плотность около 0,7-0,8 г/см^3), должны быть относительно обширными по площади, но сравнительно слабыми по интенсивности. Только в местах значительного вертикального перемещения отдельных блоков кристаллического основания (Конкско-Ялынская впадина) размеры и интенсивность таких аномалий должны значительно изменяться. В пределах Конкско-Ялынской впадины уменьшение интенсивности гравитационного поля достигает примерно 10 мгл. Таким образом, в пределах Приазовского кристаллического массива не могут быть выявлены обширные и интенсивные гравитационные аномалии, обусловленные приповерхностными факторами, или, как принято говорить, неоднородностью кристаллического фундамента в верхней части разреза. Для этого нужна большая плотностная неоднородность фундамента.

Среди структурных элементов железорудной формации, примыкающих к Приазовскому массиву с запада, наиболее распространены железистые кварциты (около 1700 определений), которые вместе с роговиками (более 800 определений), близкими к ним по плотности, составляют главную массу пород указанных структурных элементов. Их средневзвешенная плотность равна 3,32 г/см^3.

Менее распространены сходные по плотности кристаллические сланцы (около 1500 определений) и безрудные кварциты (около 300 определений), их средневзвешенная плотность равна 2,82 г/см^3. Железные руды имеют подчиненное положение. Однако они залегают совместно с железистыми кварцитами и роговиками, а поскольку их плотность еще больше, чем у последних (3,70 г/см^3), суммарная средняя плотность этих пород и их масса возрастают. Таким образом, в области западных сопредельных регионов структурные элементы, сложенные железорудными породами, должны выделяться среди безрудных кристаллических сланцев интенсивными значениями гравитационного поля. Вторая плотностная граница раздела должна проходить между железорудной формацией и мезо-кайнозойскими осадками. По существу, влияние этой границы раздела сводится к влиянию рельефа железорудной формации, погребенной под молодыми осадками. Учитывая, что устойчивость к физическому выветриванию железистых кварцитов и роговиков значительно выше, чем кристаллических сланцев (отчего массивы первых всегда будут более четко выражены в рельефе), следует допустить существование довольно интенсивных и обширных гравитационных аномалий, обусловленных такими формами рельефа, что и наблюдается в рассматриваемом районе.

В связи с тем, что породы железорудной формации имеют существенно бо́льшую плотность, чем кристаллические породы Приазовского массива, последний в гравитационном поле должен фиксироваться пониженными значениями поля. В действительности это не устанавливается. Более того, в некоторых случаях отдельные структурные элементы Приазовского массива фиксируются более повышенными полями, чем структурные элементы железорудной формации, что можно объяснить общей нарушенностью пород этой формации по сравнению с породами Приазовского массива, что привело к их общему разуплотнению.

По северной и восточной периферии Приазовского массива главными плотностными границами являются палеозой - мезо-кайнозой, докембрий - мезо-кайнозой, а в северо-западной части территории - докембрий-палеозой. Аномалии, обусловленные этими плотностными границами, будут обширными и интенсивными только в случае, если формы рельефа поверхности палеозойских и докембрийских пород выражены достаточно резко (например, в случае существенных блоковых опусканий или поднятий). В северо-западной пограничной с Приазовским массивом части, где палеозойские породы имеют значительно меньшую плотность, чем докембрийские, должен отмечаться общий пониженный фон гравитационного поля.

Различия между гравитационными полями Приазовского массива и сопредельных территорий Донбасса не должно быть, если одинаковы все условия. Только непосредственно в зоне сочленения этих структурных элементов должно отмечаться некоторое общее понижение гравитационного поля, обусловленное разуплотнением пород вследствие их тектонического дробления вдоль глубинной зоны разломов. Однако такой эффект будет наблюдаться не всегда, например, если к зоне приурочены мощные излияния достаточно плотных лав эффузивных пород. Если зона сочленения хорошо выражена в рельефе, она также хорошо будет отображаться в гравитационном поле.

В районах, граничащих с Приазовским массивом на юге, главные плотностные поверхности раздела совпадают с поверхностью докембрийских образований (при неглубоком их залегании), с контактом эоценовых и палеоценовых пород (при сравнительно глубоком залегании докембрийских) и с контактом между средне- и нижнеэоценовыми породами (при очень глубоком залегании докембрийских пород). Таким образом, по южной периферии Приазовского массива основная плотностная граница не может быть связана с какой-либо одной определенной стратиграфической поверхностью, а переходит с отложений одного возраста на отложения другого, как бы омолаживаясь (Харечко, 1962).

По отношению к гравитационному полю всего Приазовского массива поле его южной части очень низкое, что объясняется большой глубиной залегания основных плотностных границ раздела, выше которых залегает мощная толща рыхлых молодых отложений, а еще выше – воды Азовского моря.

Магнитные свойства горных пород

Материалы магнитных исследований свидетельствуют о том, что значительная часть горных пород Северного Приазовья относится к слабомагнитным. В табл.16 приведены значения магнитной восприимчивости и остаточного намагничения пород, обладающих повышенными магнитными свойствами. Из того количества пород, которое приведено в табл.1–13, только около четверти оказалось практически магнитными.

Магнитные свойства метаморфических пород изменяются в очень широких пределах. Среди пород этой группы встречаются как сильно-, так и слабомагнитные.

Таблица 16

Магнитные свойства горных пород Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий

Породы	Магнитная восприимчивость				Остаточное намагничение				δ
	Число определений	$\times 10^6$ СГС			Число определений	$\times 10^6$ СГС			
		минимальная	максимальная	средняя		минимальное	максимальное	среднее	
Метаморфические породы									
Гнейсы биотитовые	2	633	1570	1116	–	72	585	329	0,59
" "	6	234	17988	8318	–	55	3752	1626	0,39
Гнейсы инъекционные	17	140	2600	1209	–	25	2300	421	0,70
Гнейсы амфиболовые, переходящие в амфиболиты	15	82	18031	3614	–	59	3340	701	0,39
Гнейсы амфиболовые	108	82	35977	3957	–	30	18700	923	0,47
Гнейсы гранат-биотитовые и биотитовые	6	602	5853	322	–	75	263	110	0,68
Гнейсы силлиманит-биотит-микроклиновые и биотитовые, корундсодержащие	3	2105	9385	5242	–	692	1703	1102	0,42
Гнейсы силлиманитсодержащие	2	79	402	240	–	80	187	134	1,12
Гнейсы биотит-силлиманит-полевошпатовые	1	238	238	238	–	187	187	187	1,57
Мигматиты	13	160	3800	2700	–	–	–	–	–
"	27	290	3503	1008	–	31	3100	518	1,03
Мигматиты розового гранита	3	260	1800	1200	–	46	1400	419	0,70
Мигматиты серого гранита	44	110	4220	946	–	66	4200	1882	3,98

Породы	Магнитная восприимчивость				Остаточное намагничение				σ
	Число определений	$\times 10^6$ СГС			Число определений	$\times 10^6$ СГС			
		минимальная	максимальная	средняя		минимальное	максимальное	среднее	
Мигматиты порфировидные	3	241	407	309	–	230	490	330	2,14
Мигматиты светло-розовые	18	73	1799	627	–	72	1970	586	1,87
Мигматиты светло-серые	12	0	1293	467	–	92	430	–	1,40
Полимигматиты	34	133	4139	664	–	0	1129	195	0,59
Мигматиты розовые биотитовые	3	2275	3440	2687	–	217	464	349	0,26
Мигматиты розово-серые биотитовые	6	270	3512	1523	–	208	1406	795	1,04
Мигматиты серые мелкозернистые, полосчатые	3	2012	4656	3280	–	232	1086	559	0,34
Габбро-амфиболиты	19	146	8960	1559	–	95	17000	3230	4,14
Амфиболиты	135	0	30286	4353	125	45	15700	1753	0,81
Амфиболиты мигматизированные	2	3691	5110	4401	–	983	1024	1003	0,46
Амфибол-пироксен-гранат-магнетитовая порода (типа скарна)	17	816	223150	67240	–	–	–	–	–
Сланцы актинолитовые	33	130	27037	5041	33	240	23503	2759	1,09
Сланцы хлоритовые, биотитовые и тальк-хлоритовые	19	134	15027	2852	19	207	27050	2868	2,01
Сланцы кварц-магнетитовые	15	233	16656	4118	–	36	10200	2837	0,34
Сланцы кварц-хлоритовые	79	0	32802	1730	–	0	3914	160	0,18
Сланцы кварц-амфиболовые	30	200	200	200	–	–	–	–	–
Сланцы кварц-тальк-хлоритовые	36	0	48950	1370	–	–	–	–	–
Сланцы кварц-амфибол-хлоритовые	1	–	–	19450	–	–	–	–	–
Кварциты гематит-мартитовые	144	100	3110	900	–	50	1100	250	0,56
Кварциты с железной слюдкой	35	100	1500	520	–	55	905	240	0,92
Кварциты магнетизированные и хлорит-магнетизированные	99	1117	179320	81897	–	–	–	–	–
Кварциты безрудные и гетит-гидрогематитовые	23	309	84440	26872	–	–	–	–	–
Кварциты магнетит-мартитовые	7	309	185257	47039	–	47	21900	4665	0,20
Кварциты магнетитовые	20	0	185257	47039	–	0	63000	13995	0,60
Кварциты хлорит-магнетитовые	64	0	191400	14637	–	0	10500	1580	0,22
Кварциты гидрогематит-мартитовые	71	0	142895	4007	–	0	11250	715	0,36
Кварциты мартитовые	19	211	16452	4480	–	68	10300	1658	0,74
Роговики кварц-магнетитовые и кварц-хлорит-магнетитовые	113	0	179320	82234	–	–	–	–	–
Роговики кварц-амфибол-магнетитовые, кварц-пироксен-магнетитовые и кварц-пироксен-амфибол-магнетитовые	527	0	372000	120539	–	–	–	–	–
Роговики амфибол-пироксен-магнетитовые с гранатом	19	444	37835	18446	–	40	7360	11160	1,21
Роговики безрудные, кварц-биотитовые с гранатом	1	–	–	130	–	–	–	30	0,46
Роговики ожелезненные	3	29900	108600	61700	–	–	–	–	–
Пироксениты серпентинизированные	46	0	42140	4616	–	–	–	–	–
Серпентиниты	172	0	15200	3510	–	63	2273	557	0,32
Тальк-магнезиты	84	0	27660	8800	–	–	–	–	–
Разгнейсованная порода	8	459	3145	1948	–	62	700	351	0,36
Кварц-биотит-амфиболовая полевошпатовая порода с гранатом	20	549	2083	702	–	100	236	207	0,59
Тальк-карбонатные породы	285	469	81226	7753	55	41	16488	4700	0,70

Породы	Магнитная восприимчивость				Остаточное намагничение				σ
	Число определений	$\times 10^6$СГС			Число определений	$\times 10^6$СГС			
		минимальная	максимальная	средняя		минимальное	максимальное	среднее	
Известняки	4	0	I0640	5750	–	0	770	460	0,I6
Руда гидрогематит-мартитовая	7I	0	2864	763	–	0	620	245	0,64
Руда карбонатная гидрогематит-мартитовая	9	78	2806	908	–	42	540	205	0,45
Руда железная	5	203	I5I8	72I	–	80	264	I57	0,44
Руда гидрогематит-мартитовая с большим содержанием кварца	I0	0	8729	I585	–	0	4280	543	0,69
Бурый железняк	2	0	I600	800	–	–	–	–	–
Магматические породы									
К и с л ы е									
Граниты пегматоидные и пегматиты	2	I9I	900	545	2	583	2850	I7I6	6,30
Граниты серые биотитовые	40	90	2900	680	40	36	4860	59I	I,74
Граниты порфировидные биотит-роговообманковые	I6	29	3900	630	6	45	3200	877	2,78
Граниты красные среднекристаллические	8	52	I482	498	–	–	–	–	–
Граниты мелкокристаллические розово-черные и розово-серые	2	57	3655	I856	–	–	–	–	–
Граниты крупнокристаллические розово-черные и розово-серые	I8	2I	7279	749	–	–	–	–	–
Граниты розовые биотитовые контаминированные	7	482	2679	I298	–	83	I7880	5879	9,06
Граниты биотитовые мелкозернистые	32	I77	3089	742	–	0	2760	4I7	I,I2
Граниты розовые	I8	I44	I222	446	–	I7	380	I00	0,45
Граниты серые и розово-серые гибридные	55	I99	5752	I63I	–	0	7900	880	I,08
Граниты розово-красные и розово-серые рогово-обманковые, биотитовые	I9	2I7	3650	I685	–	50	3283	66I	0,78
Граниты розово-серые и пегматиты	I2	77	4089	2484	–	23	630	358	0,29
Граниты зеленовато-серые	2	752	966	859	–	I27	253	I90	0,44
Граниты серые	6	76I	I292	I055	–	I47	245	I73	0,33
Граниты гибридные	3	I920	3680	2469	–	326	5I0	437	0,35
Гранодиориты	4	642	963	750	–	I44	238	228	0,6I
Пегматиты	I7	I2I	5270	690	I7	0	2520	654	I,90
Катаклазированные граниты	7	0	I0890	3I20	–	0	I260	570	0,37
Пегматиты и пегматоидные граниты	22	67	I635	4I4	–	0	490	I48	0,7I
Темно-серая кварц-полевошпатовая порода	24	202	I6I47	3035	–	29	I4000	I36I	0,90
Граниты аплитоидные	2	444	I696	I070	–	5I	240	I46	0,27
Альбитофиры	7	0	4328	1625	4	0	2006	883	I,09
Щ е л о ч н ы е									
Сиенит-аплит-пегматиты и нефелиновые сиениты	I4	270	26497	6909	I4	48	560	I56	0,04
Граносиениты диаллаг-роговообманковые	27	I63	I745	984	27	79	2760	582	I,I8
Сиениты	9	373	4566	I96I	–	62	20I2	584	0,66
Граниты щелочные	2	0	3960	I980	I	–	450	450	0,28
Ортофиры кирпично-красные	3	608	I0I4	820	–	45	I32	88	0,2I
Лампрофиры	7	478	575I	I420	5	II4	836	258	0,36
Щелочные лампрофиры	2	I05	40I	253	–	I24	295	2I0	I,66
Малиньиты	I	–	480	480	–	–	370	370	I,54
Микросиениты	I0	2759	8420	5440	–	608	6094	2363	0,87
О с н о в н ы е									
Габбро	72	III	23543	6209	–	55	I2209	95I	0,3I

Породы	Магнитная восприимчивость				Остаточное намагничение				Q
	Число определений	×10^6СГС			Число определений	×10^6СГС			
		минимальная	максимальная	средняя		минимальное	максимальное	среднее	
Плагиоклазовые порфиры	8	0	6870	3280	7	0	I490	750	0,46
Андезиты	8	0	I680	850	7	0	550	250	0,59
Порфириты роговообманковые	3	84	I3I6	527	–	II3	580	332	I,26
Порфириты пироксеновые	I2	0	6590	4040	–	0	3670	900	0,45
Плагиоклазовая порода	45	252	2I00	355	–	48	704	59	0,47
У л ь т р а о с н о в н ы е									
Пироксениты хлоритизированные	2	8600	26400	I7500	2	7I9	756	737	0,08
Пироксениты	28	260	I7560	5927	24	0	6I56	I257	0,42
Перидотиты	52	232	I394	722	–	–	–	–	–
Перидотито-пироксениты	2	234	802	5I8	–	0	62	3I	0,I2
Эффузивы верхнего девона									
Порфиры	I7	35I	2070	I225	I7	238	2240	I370	2,24
Базальты	35	539	30952	I0652	35	569	36942	I28I0	2,40
Диабазы	I08	0	9I65	3770	78	0	4433	I698	0,9I
Эффузивы красного цвета	6	62	534	I64	–	–	–	–	–
Эффузивная порода	2	909	I06I	985	–	272	320	296	0,60
Диабазы темно-синие	27	I02	53I0	2078	–	I09	I675	250	0,24
Диабазовые порфириты	I5	6I	4683	I0II	–	40	4500	697	I,38
Вулканические туфы	4	I90	3320	I220	–	I26	4974	I04I	I,7I
Осадочные породы верхнего девона									
Туфобрекчия	2	2759	I4944	885I	2	574	2275	I424	0,32
Пористая кремнистая порода	3	58	I90	I32	3	420	I520	I090	I6,5I

Среднее значение магнитной восприимчивости гнейсов варьирует от 238 x 10^{-6} СГС (гнейсы биотит-силлиманит-полевошпатовые) до 8318 x 10^{-6} СГС (гнейсы биотитовые), а остаточное намагничение для тех же пород от I87 до I626 x 10^{-6}СГС. Максимальную магнитную восприимчивость и остаточное намагничение имеют амфиболовые гнейсы – 35977 и I8700 x 10^{-6}СГС соответственно. Отношение остаточного намагничения к индуктивному для гнейсов всегда, как правило, меньше единицы (около 0,5).Только для биотит-силлиманит-полевошпатовых гнейсов и силлиманитсодержащих гнейсов с зернами измененных гранитов оно больше единицы. Последнее скорее можно объяснить случайностью отбора (для той и другой породы взято по одному-два образца) и принадлежностью указанных пород к иному классификационному типу (породу можно называть гнейсами только весьма условно), чем закономерным свойством гнейсов.

Мигматиты обладают меньшими абсолютными значениями магнитной восприимчивости и остаточного намагничения, чем гнейсы, но средние их значения отличаются мало. Значения магнитных параметров мигматитов изменяются от 4656 x 10^{-6}СГС для магнитной восприимчивости и от 0 до 4200 x 10^{-6}СГС для остаточного намагничения. Отношение остаточного намагничения к индуктивному для мигматитов почти всегда больше (как правило, значительно больше) единицы. Только для серых мелкозернистых и розовых (биотитовых) мигматитов, а также полимигматитов это отношение значительно меньше единицы. Возможно, к мигматитам следует отнести силлиманитсодержащие гнейсы.

Отличие отношений остаточного намагничения к индуктивному для гнейсов и мигматитов (для последних в три-восемь раз больших) может послужить критерием установления генетического взаимоотношения этих пород.

Магнитные параметры мигматитов и амфиболитов сходны. Вместе с тем средние значения параметров амфиболитов несколько выше, чем у мигматитов и гнейсов, а амфибол-гранат-магнетитовая порода обладает магнитной восприимчивостью, варьирующей в пределах 8I6-223I50 x 10^{-6}СГС (среднее значение – 67240 x 10^{-6}СГС). Отношение остаточного намагничения к индуктивному близкое к единице.

Магнитные параметры кристаллических сланцев, кварцитов, железистых кварцитов и железных руд изменяются от нуля до десятых долей единиц СГС. Средние значения магнитной восприимчивости изменяются от 130 x 10^{-6} (роговики безрудные кварц-биотитовые с гранатом) до 120539 x 10^{-6}СГС (роговики кварц-амфибол-магнетитовые, кварц-пироксен-магнетитовые и кварц-пироксен-амфибол-магнетитовые). Роговики имеют наибольшие интервалы изменения и наибольшие абсолютные значения магнитных параметров.

Отношение вектора остаточного намагничения к индуктивному для пород железорудной формации, за редким исключением, меньше единицы. Только для хлоритовых, биотитовых и тальк-хлоритовых сланцев оно достигает двух, а для актинолитовых сланцев и амфибол-пироксен-магнетитовых роговиков немногим больше единицы, в среднем 0,5.

Образцы кислых и щелочных пород оказались в большинстве практически немагнитными или слабомагнитными. Значения магнитных параметров магматических пород возрастают с увеличением их основности. Кроме того, с увеличением магнитности этих пород интервал изменений значений соответствующих параметров также увеличивается.

Для большинства магматических пород величина остаточного намагничения одного порядка с величиной индуктивного. Однако с увеличением основности пород отношение $I_r : I_i$ уменьшается. Следовательно, для кислых пород значительная (иногда преобладающая) часть аномального магнитного поля создается остаточным намагничением, а для основных и ультраосновных – индуктивным.

Магнитная восприимчивость кислых пород изменяется от 0 (катаклазированные граниты и альбитофиры) до 16147 x 10^{-6}СГС (темно-серая кварц-полевошпатовая порода); максимальное значение магнитной восприимчивости катаклазированных гранитов равно 10890 x 10^{-6}СГС. Средние значения магнитной восприимчивости изменяются от 414 x 10^{-6} (пегматиты и пегматоидные граниты) до 3210 x 10^{-6}СГС (катаклазированные граниты).

Остаточное намагничение кислых пород, подобно интенсивности намагничения, изменяется от 0 до 17880 x 10^{-6}СГС. Последнее значение относится к розовым биотитовым контаминированным гранитам. Средние значения I_r для тех же гранитов варьируют в интервале 100 x 10^{-6} – 5879 x 10^{-6}СГС. Следует отметить, что для этих гранитов характерно самое высокое значение отношения остаточного намагничения к индуктивному (9,06); для пегматоидных гранитов и пегматитов оно меньше (6,30).

Магнитные параметры щелочных и кислых пород почти одинаковы. Отношение $I_r : I_i$ для щелочных пород в среднем немного меньше, чем для кислых.

Среди магматических пород наиболее магнитны основные и, особенно, ультраосновные. Вместе с тем среди них встречаются разности практически немагнитных пород: например, плагиоклазовые и пироксеновые порфиры и андезиты. Слабомагнитными бывают пироксениты и даже перидотиты. Отношение остаточного намагничения к индуктивному для основных пород сравнительно устойчиво и, как правило, значительно меньше единицы. Для хлоритизированных пироксенитов это отношение равно 0,08. Только роговообманковые порфириты имеют отношение, равное 1,26.

Значения $\varkappa$ и I_r верхнедевонских эффузивов в некоторых случаях выше, чем для других пород. Например, максимальное значение магнитной восприимчивости базальтов достигает 30952 x 10^{-6}, а остаточного намагничения – 36942 x 10^{-6}СГС; средние значения этих параметров очень высокие.

Среди остаточных пород верхнего девона только туфобрекчии и пористые кремнистые породы имеют повышенные значения магнитных параметров. Так как эти породы весьма мало распространены, то можно считать их практически немагнитными.

По нашим данным (1958), практически немагнитны каменноугольные отложения Амвросиевского и Старобешевского районов Донбасса.

Н.Н.Карпинской получены очень незначительные величины параметров магнитных свойств пород последевонского разреза Донбасса (по Купянской скважине). Среди них встречаются как парамагнитные, так и диамагнитные. Например, мел, мелоподобный мергель, известняк, песок в некоторых (не всех) горизонтах диамагнитны. Там, где они

остаются парамагнитными, величины параметров не превышают (как и во всех других случаях) миллионных долей единиц СГС.

Меловые отложения Амвросиевского района также практически немагнитны (Собакарь, 1958).

При определении магнитных параметров пород по профилям скважин Шахты – Новочеркасск, Новошахтинск – Несветай и Куйбышево – Матвеев Курган (Лебедев, Собакарь, 1962) установлено, что отложения последевонского возраста имеют весьма низкую магнитную восприимчивость и практически немагнитны. Вместе с тем магнитная восприимчивость осадков среднего карбона примерно в полтора – два раза выше (в основном за счет глинистых сланцев), чем осадков верхнего мела и палеогена. Это, вероятно, следует объяснять литологическими особенностями пород, в данном случае большим содержанием магнитных компонентов в отложениях среднего карбона. Изменение магнитной восприимчивости пород от скважины к скважине в пределах возрастных комплексов весьма незначительно, что свидетельствует о литологической выдержанности пород, прежде всего по содержанию магнитных компонентов.

Таким образом, с помощью магниторазведки можно картировать основные, ультраосновные, метаморфические и эффузивные образования среди кислых, щелочных и осадочных пород Приазовского массива.

В районах, примыкающих к нему с запада, магнитометрия дает возможность картировать магнитные железистые породы среди немагнитных пород железорудной формации.

С помощью магнитометрии в пределах Северного Приазовья можно картировать разломы, к которым часто приурочены магнитные породы (эффузивные, основные и ультраосновные).

Электрические свойства горных пород

Исследования электрических параметров горных пород рассматриваемой территории проводились в полевых и лабораторных условиях. Величины параметров, полученные разными способами, несопоставимы. Более того, часто нельзя сравнивать параметры, полученные одним и тем же способом, так как условия измерений не остаются постоянными даже в пределах допустимых изменений. Такие факторы, как естественная влажность и степень минерализации жидкой фазы, определяющие электрические свойства горных пород, могут изменяться в очень широких пределах. В настоящее время только с помощью бокового каротажного зондирования можно получить истинные величины электрических параметров горных пород в естественных условиях залегания. Для методов вертикального электрозондирования это невозможно вследствие неопределенности границ действия принципа эквивалентности, особенно в случае сложного геоэлектрического разреза.

Электрические свойства горных пород Приазовского массива и сопредельных территорий стали изучать только в конце XX ст.

В 1947 г. тематической партией бывшего Министерства угольной промышленности СССР определялись электрические параметры пород на участке, расположенном северо-восточнее Белозерской группы магнитных аномалий. Северо-западнее этого района параметры пород измерялись в 1958 г. Криворожской геофизической партией. Результаты измерений приведены в табл.17, из которой следует, что только полтавские пески, граниты и отчасти сарматские известняки имеют резко выраженное электрическое сопротивление (ρ). Вся остальная толща мезо-кайнозойских пород однородна по проводимости.

По данным геоэлектрических исследований И.А.Гаркаленко и Э.М.Оверчик в Конско-Ялынской впадине (1952), удельные электрические сопротивления третичных и четвертичных отложений равны 5 – 200 омм, песков палеогена – 100–200 и больше, верхнемеловых отложений – 20–80, песчано-глинистых отложений карбона – 15–1000 (чаще 200–1000), верхнедевонских отложений – 80–120, разрушенных пород докембрия (кора выветривания) – 25, докембрийских пород – 200–5000 омм.

Величина удельного электрического сопротивления пород Кальмиус-Торецкой котловины, по определениям И.А.Гаркаленко (1949), такова (в омм): кайнозойских отло-

жений около 24, верхнемеловых около 20, отложений среднего карбона 50–150 (иногда 20), нижнекаменноугольных, песчано-глинистых 30–80, нижнекаменноугольных известняков 1000 и более, докембрийских отложений 1000.

Таблица 17

Удельное электрическое сопротивление горных пород северо-западного Приазовья

Порода	Определение тематической партии, 1947 г.		Определение Криворожской партии, 1958 г.
	Пределы изменения ρ, омм	Преобладающие значения ρ, омм	Пределы изменения ρ, омм
Чернозем	15–30	16–20	9,5–24,0
Суглинки	21–50	22–50	30,3–40,3
Лесс	6–230	21–100	26,5–42,5
Лессовидные песчанистые суглинки	–	–	130,8–164,8
Суглинки красно-бурые	6–170	6–20	–
Сарматские глины	6–52	11–15	–
Супеси	–	–	40,3–47,7
Сарматские известняки	36–102	41–50	671,1–1507,4
Сарматские пески	8–300	10–50	–
Полтавские пески	15–3500	150–350	2873–3057
Харьковские пески	11–250	50–90	–
Киевские глины и пески	10–30	30–75	–
Бурый уголь	6–90	11–25	–
Глины	6–20	7–10	–
Подугольный песок	16–22	19–20	–
Первичные каолины	9–370	10–90	–
Граниты	88–582	151–400	–

Как видим, только нижнекаменноугольные и докембрийские отложения имеют достаточно резко выраженные удельные сопротивления. Остальная толща дифференцирована слабо.

В 1956 г. Приморская геофизическая партия проводила параметрические измерения на Малоянисольском и Петровско-Гнутовском участках Приазовского массива (табл.18).

Среди метаморфических пород розовые плотные мигматиты, а также окварцованные мигматиты обладают достаточно высоким (более 2000 омм) и резко выраженным сопротивлением. Остальные породы этого комплекса имеют незначительные величины сопротивлений (500–800 омм).

Таблица 18

Удельные электрические сопротивления кристаллических пород Малоянисольского и Петровско-Гнутовского участков Приазовского массива (по материалам В.М.Пелюшенко и К.М.Соколовой)

Породы	Число определений	Удельное электрическое сопротивление ρ, омм		
		минимальное	максимальное	среднее
Метаморфические породы				
Гнейсы пироксен-гранат-биотитовые	4	522	666	595
Гнейсы биотитовые	2	579	820	790
Гнейсы амфиболовые	18	512	1200	795
Гнейсы амфиболовые выветрелые	8	188	276	248
Гнейсы амфибол-биотитовые	9	700	867	806
Инъекционные гнейсы	2	990	1023	1010
Инъекционные гнейсы выветрелые	25	173	512	364
Гнейсы окварцованные и ожелезненные	2	513	626	569
Мигматиты розовые плотные	7	1300	2608	2008
Мигматиты розовые	12	616	1330	837
Мигматиты розовые выветрелые	6	322	873	540
Мигматиты порфировидные	3	339	465	418
Мигматиты окварцованные	2	3069	3170	3120
Мигматиты серые	14	422	821	479

Продолжение табл.I8

Породы	Число определений	Удельное электрическое сопротивление ρ, омм		
		минимальное	максимальное	среднее
Магматические породы				
Кислые и щелочные				
Граниты екатериновские	I0	I250	2677	I946
Граниты екатериновские выветрелые	4	300	439	394
Граниты роговообманковые трещиноватые	7	46	74	58
Граниты роговообманковые крупнозернистые с жилками эгирина и амфибола	8	3I5	770	478
Граниты роговообманковые	23	492	2250	9I0
Граниты контаминированные	2	II50	24$5	I820
Граниты аплитоидные	4	I326	32I0	2270
Граниты аплитоидные плотные	4	4600	5200	5000
Граниты мелкозернистые биотитовые	7	I038	4300	3674
Граниты порфировидные	5	3300	43I0	3634
Граниты розово-серые мелкозернистые	20	930	2565	I525
Граниты гибридные	6	I432	2220	I826
Граниты серые выветрелые с эпидотом	4	500	520	5I0
Пегматиты выветрелые	I4	627	I944	I060
Окварцованная порода с карбонатами меди, выветрелая	6	I25	277	233
Кварцевые порфиры	8	5II5	5450	5282
Кварцевые порфиры выветрелые	I2	246	540	359
Кварц-гранатовая порода	2	745	845	820
Сиениты кварцевые	4	63I	764	685
Полевошпатовые породы со скоплением магнетита	4	II00	2800	I745
Полевошпатовые породы трещиноватые, сильно выветрелые	7	56	97	73
Сиениты кварцевые	4	63I	764	685
Основные				
Диабазы	2	I230	I330	I280
Диабазы трещиноватые выветрелые	I5	I58	IIIь	367
Диабазовые порфириты выветрелые	4	870	I2I7	I020
Диабазы трещиноватые, сильно выветрелые	I6	I85	656	420

Неразрушенные, монолитные кислые, щелочные и основные породы имеют, как правило, высокие удельные электрические сопротивления, превышающие 2000, а иногда и 5000 омм.

Разрушенные, выветрелые породы всех типов имеют относительно низкие удельные сопротивления, чаще всего в три-четыре, иногда в пять раз меньше сопротивлений одноименных неразрушенных, плотных пород. Удельное сопротивление породы с признаками минерализации по трещинам незначительное (окварцованная порода с карбонатами меди – 233 омм и серые выветрелые граниты с эпидотом – 5I0).

Анализ электрических свойств кристаллических пород показывает, что по удельному сопротивлению резко выделяются зоны минерализации и разрушенные породы среди монолитных. Следовательно, электроразведка дает возможность исследовать на кристаллическом массиве кору выветривания, тектонические зоны, отдельные разломы и связанные с ними зоны минерализации.

В северо-восточном Приазовье удельное электрическое сопротивление горных пород определялось по данным электрозондирований. В результате установлено, что докембрийские породы массива по электрическим параметрам разделяются на два горизонта.

Верхний (кора выветривания) обладает средним удельным электрическим сопротивлением около 25 омм, нижний горизонт (монолитные кристаллические породы) имеет ρ от 200 до I000 омм и выше.

Удельное электрическое сопротивление девонских пород составляет 40–70, иногда достигает I20 омм.

Каменноугольные отложения имеют относительно высокие ρ, варьирующие от I00 до 200 омм; ρ песчано-глинистых осадков карбона изменяются в более широких пре-

делах – от 25 до 250 омм. Нижний интервал значений ρ пород карбона соответствует песчано-глинистым отложениям, верхний – известнякам. Последние не всегда имеют высокое ρ. В бассейне Кальмиуса, вследствие закарстованности и обводненности известняков, их сопротивление уменьшается до 100 омм и меньше.

Удельное электрическое сопротивление меловых отложений составляет 2–50 омм, причем западнее р.Сухого Еланчика оно больше (25–50 омм), восточнее – меньше (2–25 омм). Это, очевидно, связано с некоторой сменой фациального состава пород и разной степенью их обводненности. Восточнее р.Сухого Еланчика в верхней части разреза меловых пород залегает слой с ρ 10–25 омм, а в нижней части – слой с ρ 2–4 омм. Это, видимо, также связано с различием в обводненности и степени минерализации слоев, возможно и литологических особенностей.

Удельное электрическое сопротивление третичных и четвертичных отложений изменяется от 3 до 700 омм. Большие пределы изменения этих пород обусловлены неодинаковой обводненностью и высокой степенью минерализации воды.

Анализ удельных электрических сопротивлений каменноугольных пород Донбасса показывает, что с помощью электроразведки нельзя разделять их на стратиграфические горизонты. Только в том случае, когда отдельные горизонты представлены перемежающимися мощными толщами известняков и песчано-глинистых толщ, они могут быть расчленены, так как известняки карбона обладают более высоким удельным электрическим сопротивлением и поверхность их, как правило, хорошо фиксируется вертикальным электрозондированием. Поверхность каменноугольных толщ с помощью электроразведки будет определяться уверенно также только тогда, когда она представлена известняками. Поскольку различие сопротивлений песчано-глинистых отложений карбона и мезо-кайнозойских осадков несущественно, расчленять их с помощью электроразведки достаточно уверенно невозможно. Вследствие того, что отложения карбона имеют немногим более высокое сопротивление (величина которого зависит от процентного содержания известняков), чем молодые отложения, граница их определяется только ориентировочно.

Каменноугольные и докембрийские породы можно расчленить по сопротивлениям только в местах неглубокого их залегания (по южной периферии Донбасса), где способом электроразведки можно определить северную границу развития докембрийских образований. В случае неглубокого залегания докембрия под маломощной толщей каменноугольных отложений и покрывающих их мезо-кайнозойских пород может быть определена поверхность фундамента. Точность интерпретации материалов ВЭЗ зависит от сложности геоэлектрического разреза в том или ином районе.

По геоэлектрическим разрезам скважин Акимовской Р-40, Сокологорской Р-4 и Новоалексеевской Р-1, расположенных на юго-западе изучаемой территории, установлена монотонная по электрическим свойствам толща меловых, третичных и четвертичных отложений, залегающих на докембрийских породах с высокими удельными электрическими сопротивлениями. Для всей остальной вскрытой толщи они, как правило, не превышают 5–10 омм. Удельные сопротивления верхнемеловых отложений и отдельных пропластков среди нижнепалеогеновых пород составляют 20–40 омм, а средне- и верхнепалеогеновых пород – 2–5 омм.

Таким образом, в условиях изучаемого района электроразведка может применяться с переменным успехом для изучения рельефа поверхности домеловых пород (метод вертикального электрического зондирования – ВЭЗ). Если опорный электрический горизонт представлен докембрийскими породами, то рельеф его поверхности определяется уверенно. Если домеловая поверхность представлена палеозойскими отложениями, то решение такой задачи затруднено.

Рельеф поверхности докембрийского фундамента уверенно устанавливается только тогда, когда его породы перекрыты низкоомными мезо-кайнозойскими отложениями. Труднее она определяется, если породы докембрия перекрыты хотя бы незначительной толщей палеозойских пород, которые не всегда достаточно резко отличаются по сопротивлениям и от докембрийских, и от мезо-кайнозойских; известняки палеозоя близки по сопротивлению к породам докембрия, песчано-глинистая толща – к породам мезо-кайнозоя.

Модификации электроразведки с успехом могут применяться для изучения элементов тектоники и коры выветривания докембрийских пород (минерализованных зон разломов), если они перекрыты маломощной толщей молодых низкоомных осадков. Точность интерпретации ВЭЗ во всех этих случаях будет зависеть от сложности геоэлектрического разреза в том или ином районе Северного Приазовья.

Упругие свойства горных пород

Упругие свойства горных пород Северного Приазовья начали изучаться недавно. Это связано в основном с постановкой глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) внутренней структуры земной коры УШ (В.В.Соллогуб, А.В.Чекунов, Н.И.Павленкова и др., 1962-1968) (см.рис.1).

Наиболее уверенно константы упругих свойств горных пород определяются с помощью сейсмокаротажа. Однако этот способ требует большого количества равномерно расположенных глубоких скважин, пробуренных на исследуемой толще. Поэтому сейсмокаротаж используется пока только для изучения упругих свойств осадочной толщи на сравнительно небольшой глубине.

По данным корреляционного метода преломленных волн (КМПВ), в пределах южной и юго-западной окраин Кальмиус-Торецкой котловины пластовые скорости четвертичных осадков изменяются в пределах 350-900 м/сек, третичных - 1400-1900, триасовых и пермских - 2100-3000, верхнекаменноугольных - 3000-4000, среднекаменноугольных - 4300 и нижнекаменноугольных - 4650 м/сек. Скорости каменноугольных пород изменяются в зависимости от глубины залегания, а следовательно, возраста и степени метаморфизма.

Характер волнового поля, образованного в толще осадков района, по данным ГСЗ (В.Б.Соллогуб и др.), свидетельствует о высоких пластовых скоростях осадочных пород, достигающих 5,0-5,4 м/сек, что объясняется и геологическим строением района: в Донбассе на значительной глубине залегают высокометаморфизованные каменноугольные породы. Причем для Кальмиус-Торецкой котловины это обусловливает не только высокие скорости, но и слабую дифференциацию осадков по скоростям.

Скорости распространения упругих колебаний в осадочных породах северо-восточной части Приазовья изучались Донбасской геофизической партией в 1957 г. (В.Т.Троянский, В.Д.Киселев, И.Г.Миндель, И.Я.Троянская, И.Б.Фут, Б.В.Шальнов) и определялись тремя способами: с помощью сейсмокаротажа скважин, лабораторным путем и параметрическими измерениями на обнажениях.

Лабораторные исследования проводились ультразвуковым сейсмоскопом по образцам, отобранным из керна скважин, и на обнажениях. Было установлено, что известняки карбона характеризуются повышенными скоростями по сравнению с песчаниками и сланцами этого же возраста. Глинистым сланцам и песчаникам карбона свойственна анизотропия (скорость упругих колебаний по напластованию больше скорости колебаний, перпендикулярных напластованию пород). Коэффициент анизотропии составляет 1,3-1,4. Наблюдается также увеличение скорости с увеличением возраста пород одного и того же состава. Это явление аналогично закономерности, наблюдающейся и в других районах Донбасса.

В табл.19 показано изменение скорости некоторых разновидностей пород каменноугольной толщи в зависимости от возраста и направления распространения колебаний относительно слоистости пород. Результаты сейсмокаротажа скважин и параметрические замеры позволили установить, что наименьшую скорость распространения упругих колебаний имеют песчано-глинистые отложения третичного возраста. Для них она составляет около 1600, в некоторых случаях до 1800-1900 м/сек. В верхнемеловых породах эта скорость равна 2400-2600 м/сек. Через подстилающие их каменноугольные отложения упругие колебания проходят со скоростью 3600-4450 м/сек. В самой нижней части разреза каменноугольных образований (свиты $C_1^1 - C_1^3$) скорость сейсмических колебаний уменьшается до 3150-3700 м/сек. В вулканогенных и континентальных породах девона скорость прохождения сейсмических волн равна 3200 м/сек. Такая же скорость отмеча-

ется в породах девонской толщи, представленной песчаниками, конгломератами и аргиллитами. В девонских палеобазальтах, аркозовых песчаниках и известняках эта скорость составляет 5100 м/сек, а в докембрийских кристаллических породах достигает 5200–6000 м/сек.

Таблица 19

Скорости распространения упругих колебаний в некоторых породах среднего карбона Южного Донбасса
(по материалам В.Т.Трояновского, В.Д.Киселева, И.Г.Миндель, И.Я.Троянской, И.Б.Фут, Б.В.Шальнова)

Порода	Геологический возраст	Скорость, м/сек	
		по напластованию	перпендикулярно напластованию
Известняки	C_3^1 C_2^7 C_2^6 C_2^5 C_2^4	5150 5550 5500 5900	Та же (изотропия) Та же " " " "
Сланцы	C_3^1 C_2^7 C_2^6 C_2^5 C_2^4	3950 3350 3650–4250 3900–4550	1820 2150 3350 1850–3360
Песчаники	C_3^1 C_2^7 C_2^6 C_2^5 C_2^4	3350 3350 4000 3900–4800	2900 2900 3600 3250–4100

По наблюдениям (КМПВ), выполненным в северной части профиля Ростов-на-Дону – Шахты, выявлены четыре преломляющие границы, самая глубокая из которых ($V_{гр}$ = 3700–4500 м/сек) относится к поверхности каменноугольных отложений. В средней части профиля эта граница не прослеживается, что, очевидно, связано с резким ее погружением и наличием зоны интенсивно нарушенных пород (зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом). В то же время на этом участке профиля прослеживаются три другие преломляющие границы, которые, по всей вероятности, должны относиться к горизонтам верхнего и, возможно, нижнего мела (песчаники и известняки). Наиболее глубокая граница ($V_{гр}$ = 3700–3800 м/сек) прослеживается здесь на глубине 900–1000 м. Второй преломляющий горизонт с граничной скоростью 3400–3600 м/сек залегает на глубине 700–800 м. И наконец, третий горизонт, находящийся на глубине 200–300 м, имеет граничную скорость около 2700 м/сек. Затем он довольно резко погружается до глубины 500 м и далее прослеживается почти горизонтально с постепенным возрастанием граничной скорости до 3400 м/сек.

На всем протяжении южной части профиля Ростов-на-Дону – Шахты прослеживается одна преломляющая граница, для которой характерны граничные скорости 5400–6300м/сек. Она может соответствовать только поверхности кристаллических пород докембрия, а ближе к середине профиля – поверхности кристаллических сланцев карбона. На крайнем юге эта граница залегает на глубине около 550–650 м. На расстоянии около 15 км от южного конца профиля она начинает довольно плавно погружаться до глубины 1000 м, и уже примерно на 30-м километре наблюдается резкое погружение кровли кристаллических пород на север. Следовательно, в средней части профиля фиксируется контакт докембрийских кристаллических пород с палеозойскими отложениями Донбасса. Зона контакта характеризуется сложной волновой картиной. При переходе через нее отмечается изменение динамических особенностей сейсмической записи. Особенно четко это наблюдалось, когда источник возбуждения находился в породах с меньшими граничными скоростями (над отложениями карбона). Наиболее надежным критерием для выделения местоположения указанной зоны контакта является изменение граничных скоростей при переходе от кристаллических пород докембрия к осадочной толще карбона (или наоборот), а также усложнение волновой картины в этой зоне.

Константы упругих свойств консолидированной земной коры в Северном Приазовье могут быть получены только по данным ГСЗ. Основная роль в определении скоростного разреза принадлежит методам прямых дифрагированных волн. Их точность и возможность использования зависят от того, насколько изучаемый разрез близок к нормальному. Если разрез экранируется, методы дают завышенные значения скорости. Метод преломленных волн особенно целесообразен для выявления горизонтальной неоднородности среды и блокового строения коры, но для экранированных разрезов его возможности ограничены.

Для Северного Приазовья методом ГСЗ получены характеристики преломленных и отраженных волн от слоев внутри земной коры, что дает возможность детально изучить ее структуру и распределение в ней сейсмических скоростей, а также выделить в коре волноводы – слои с относительно пониженной скоростью. Установлено, что первый (сверху) слой небольшой мощности залегает на глубине 8–II км и имеет скорость продольных волн около 5,8 км/сек. Этот слой перекрывается породами со скоростями 6,0–6,4 км/сек, а подстилается породами со скоростями 6,5–6,7 км/сек. Второй слой с пониженной скоростью находится на глубине I6–I8 км. Скорость продольных волн в нем 6,0–6,2 км/сек. Он подстилается горизонтом с пластовыми скоростями 7,0–7,5 км/сек.

По сейсмическим параметрам переходной зоны от коры к мантии можно предположить, что вследствие характера залегания отдельных площадок в этой зоне именно в ней происходят различные превращения вещества из одного состояния в другое. Отдельные блоки мантии, претерпевшие преобразования вещества, создают сейсмические площадки самой разнообразной формы и углов залегания. Наиболее хаотические залегания площадок фиксируются в зонах глубинных разломов. Таким образом, вероятной причиной групповой записи отраженных волн от поверхности Мохо является сложное строение (вертикальная и горизонтальная неоднородность) переходной зоны от коры к мантии.

В "гранитном" слое земной коры выделены преломленные волны от поверхности кристаллического фундамента, отраженные волны от границ раздела и отдельных площадок в этом слое; в "базальтовом" слое в свою очередь выделены преломленные волны от поверхности слоя и границ внутри него и отраженные волны от его поверхности и отдельных площадок внутри слоя; наконец, выделены отраженные волны от границы Мохо. Следует отметить, что волна, преломленная от границы Конрада, наиболее надежно прослежена на Приазовском массиве. Наоборот, преломленная волна от границы внутри "базальтового" слоя на этом массиве прослежена наименее уверенно. Волны, отраженные от границ раздела в "базальтовом" слое, выделены в пределах Приазовского массива довольно уверенно. Отраженные волны от границы Мохо зарегистрированы на всех профилях в пределах Северного Приазовья. Качество волн, надежность их выделения и корреляция всюду достаточно хорошие.

Кроме изучения рельефа выделенных границ раздела и глубин их залегания материалы ГСЗ позволяют выявлять разрывные нарушения в этих границах. Принципы выделения нарушений основаны на кинематических и динамических признаках сейсмических волн. По кинематическим признакам устанавливают резкое изменение координат прихода волн. Эти признаки наиболее стабильны и наименее чувствительны к неоднородностям среды. Изменение признаков указывает на наличие разрывных нарушений большой амплитуды. Значительно сильнее, чем кинематические свойства, на разрывы сплошности сейсмических границ реагируют динамические особенности волн – интенсивность, форма записи и, реже, частота.

Исследования ГСЗ показали, что средняя скорость сейсмических волн до глубины 40 км составляет 6,5 км/сек. По графикам средних скоростей, определенных методом средних кажущихся скоростей, можно также найти, что в кристаллических породах Приазовского массива скорости прохождения волн меньше, чем в породах Воронежского.

В результате сейсмических работ I960 г., проведенных в юго-западной части Северного Приазовья (Б.С.Никифорчук, П.Г.Трифонов, Ю.Н.Даниленко), было установлено,

что преломленная волна с кажущейся скоростью, равной 4000–6500 м/сек, соответствует докембрийским породам. В кварцитах в большинстве случаев $V_{гр}$ = 4300–4900, в серпентинитах и амфиболитах – 5200–5700, в песчаниках – 3900–6500 м/сек. Исследования показали, что в различных метаморфических породах пластовые скорости одни и те же. Например, в кварцитах, сланцах кварц-магнетит-гидрогематитового состава с прослоями кварцитов пластовые скорости равны 4100 м/сек, а в серпентинитах, амфиболитах и тальк-карбонатных породах – 5600 м/сек.

В меловых известняках и мергелях скорости преломленных волн составляют 2500–3000 м/сек. В самой верхней части разреза (зоне малых скоростей) скорость прохождения упругих колебаний равна 300–700 м/сек. Граничные скорости в породах, подстилающих зону малых скоростей, достигают 1600–1800 м/сек.

По данным Бердянского субмеридионального профиля КМПВ, в пределах Азовского моря граничная скорость на поверхности докембрия достигает 6000 м/сек. В палеозойской толще также отмечаются поверхности раздела с граничными скоростями, варьирующими от 5200 до 6000 м/сек. И даже в меловой и палеогеновой толщах отмечаются граничные скорости, достигающие примерно тех же величин. В палеогеновых осадках довольно четко фиксируются поверхности с граничными скоростями сейсмических волн около 4700 м/сек.

Приведенный анализ констант упругих свойств пород показывает, что в Приазовском кристаллическом массиве и сопредельных территориях с помощью методов можно определить глубину залегания поверхности кристаллических пород под молодыми рыхлыми отложениями мезо-кайнозойского возраста. Если докембрийские породы задегают под мощной толщей палеозойских и иногда даже мезозойских, как, например, в Донбассе и на акватории Азовского моря, решение такой задачи представляет большие трудности. Выделение границ раздела в "гранитном" и "базальтовом" слоях требует специальных исследований методом ГСЗ.

Г л а в а Ш. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Краткие сведения из истории и методики исследования геофизических полей Северного Приазовья

Первые геофизические исследования в Северном Приазовье относятся к 1929 г. Н.Н.Самсонов проводил вариометрическую съемку на участке между Шахтами и Новочеркасском. Основанием для постановки работ послужила разность плотности пород мезозоя и палеозоя, составляющая 0,6 г/см^3. Цель – изучение рельефа и глубины залегания поверхности карбона. Полученные результаты хорошо подтвердились последующим бурением севернее ст.Персиановка.

В 1930 г. были выполнены маршрутные маятниковые исследования по профилю Воронеж–Донбасс–Ростов-на-Дону–северный склон Кавказского хребта.

Материалы геофизических исследований, выполненных в довоенный период, обобщены в работе А.Т.Донабедова, в которой описаны три профиля, пересекавших с юга на север (Жданов–Никитовка–Россошь, Таганрог–Ворошиловград–Кантемировка и Краснодар–Ростов-на-Дону–Каменск–Богучар) Северное Приазовье. По данным первого профиля установлено, что к северу от Старобешева кристаллические породы погружаются под каменноугольные отложения. На втором профиле отмечено неглубокое залегание докембрийских пород (от 580 до 800 м) на участке между Таганрогом и Политотдельской.

К северу от ст.Политотдельской и Лысогорской кристаллический фундамент резко погружается. Амплитуда предполагаемой зоны нарушений (типа сбросов), по геофизическим данным, составляет около 1,5 км. Возможны крутые контакты докембрийских пород с каменноугольными (на юге) и мезо-кайнозойских с каменноугольными (на севере).

Кроме того, А.Т.Донабедов считает, что предполагаемые сбросы в кристаллических породах севернее Политотдельской являются западным продолжением серии нарушений, отмеченных в районе Персиановки и Сальска, и имеют аналоги на западе.

По третьему профилю в какой-то мере можно судить об особенностях глубинного строения районов Батайск–Ростов-на-Дону–Персиановка–Шахты. Гравиметрические и магнитометрические данные подтверждают предположение о неглубоком залегании кристаллических пород докембрия в районе Батайска (550 м), но уже в Персиановке можно предположить, что они погружены на глубину до 2,5 км и далее к северу глубина их увеличивается.

Данные гравиметрических и геологических исследований позволили А.Т.Донабедову предположить существование между Персиановкой и Шахтами крупного сброса с опущенным южным крылом. В целом этот участок по своему тектоническому строению похож на грабен.

Южнее Ростова-на-Дону А.Т.Донабедов предполагал наличие полосы докембрийских пород шириной около 75 км, залегающих на глубине 1–1,5 км. Этот выступ, вероятно, связан с глубинным продолжением Приазовского массива на восток. Однако недостаточная густота и точность геофизических наблюдений не дали возможности выявить какие-нибудь структурные особенности в осадочных отложениях и кристаллических породах.

После Великой Отечественной войны геофизические исследования в Северном Приазовье проводят партии Донбасской, Луганской и других геофизических экспедиций.

В 1945–1946 гг. Донбасская геофизическая партия Министерства геологии СССР под руководством А.И.Дюкова проводила вариометрические и электроразведочные исследования в юго-восточной части Донбасса, комплексные площадные геофизические работы в Шахтинском районе (в погруженной части Шахтинско-Несветайской мульды) и маршрутные исследования по трем профилям в пределах Ростовской области. В результате были определены глубины залегания каменноугольных пород под третичными и меловыми отложениями, установлены местоположение и характер зоны резкого погружения каменноугольных отложений по Сало-Манычскому разлому, выяснены особенности рельефа поверхности палеозойских пород, оконтурены зоны неглубокого залегания каменноугольных отложений непосредственно под третичными. Тремя маршрутами прослежена зона Сало-Манычского разлома и определена амплитуда многоступенчатого погружения каменноугольных пород. Докембрийские породы, по мнению А.И.Дюкова, ближе всего подходят к дневной поверхности в районе Ростова-на-Дону (400 м).

В 1949 г. под руководством И.А.Гаркаленко проведены электроразведочные и магниторазведочные работы, в результате которых прослежен контакт докембрийских кристаллических пород с осадочными образованиями в Кальмиус-Торецкой котловине.

В 1950 г. Петропавловской гравиметрической партией под руководством И.Ф.Денисова изучался район Донбасса, примыкающий к Волчанскому выступу. В 1951 г. проводились гравиметрические исследования в Кальмиус-Торецкой котловине.

По результатам геофизических исследований, выполненных под руководством А.Н.Балакая Донбасской геофизической партией в 1954–1955 гг., были составлены сводные геофизические карты Донецкого бассейна и некоторых смежных районов.

В 1956 г. А.Н.Балакай совместно с В.Ю.Зайченко закончили электро-и гравиметрические исследования на южных окраинах Донбасса. Применение этих методов дало возможность оценить мощность покровных мезо-кайнозойских отложений и проследить крупное тектоническое нарушение – западное продолжение Сало-Манычского разлома.

В 1955–1956 г. нами проводились комплексные геофизические исследования (грави- и магнитометрические) и изучение физических свойств горных пород на территории закрытой наносами части зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом, по результатам которых с использованием данных электроразведки (В.А.Маркович, 1956) геологически проинтерпретированы аномальные геофизические поля, установлены структурные особенности, позволившие значительно уточнить геологическое строение указанной зоны и составить соответствующие карты и схемы. Кроме того, доказано, что основными структурными элементами зоны сочленения являются системы блоков (горстов и грабенов), занимающих различные гипсометрические уровни. Покрово-Киреевский горст и Анастасиевская ступень представляют собой северо-восточные краевые части Приазовского массива. Система структур – Верхнеэланчикская впадина, Матвеевокурганский грабен, Придонская впадина (по Е.А.Шерик) – объединены в ровоподобную впадину, ограничивающую Донбасс с юга и продолжающуюся на восток в виде Сало-Манычской системы глубинных нарушений. Южная граница распространения палеозойских отложений проходит приблизительно по линии Раздольное-Шевченко-Вишневый-Новоивановка-Ульяновка-Анастасиевка-Латоново. Дано также детальное описание разломной тектоники и высказаны рекомендации о постановке дальнейших исследований.

В последующие годы в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом ведутся крупномасштабные (до 1:5000) геофизические (гравиметрические, магнитометрические и электрометрические) исследования трестами "Укргеофизразведка" и "Днепрогеофизика" (С.С.Красовский, К.М.Шурапей и др.). Эти работы уточнили некоторые черты тектоники зоны сочленения.

Представляют интерес сейсморазведочные работы (МОВ и КМПВ) Донбасской геофизической партии, выполненные под руководством В.Т.Троянского (1957) на участке Ростов-на-Дону (дер.Чалтырь) – Шахты (дер.Каменоломни).

В 1957 г. на территории Большого Донбасса проводились геофизические исследования (методами сейсмо- и электроразведки) особенностей тектоники каменноугольных

отложений в закрытых наносами районах, изучение поверхности палеозойских и докембрийских образований под толщей более молодых пород. Кроме того, в результате рекогносцировочных сейсмических исследований КМПВ и частично МОВ по профилям Новоазовск–Амвросиевка и Таганрог–Бобриково (верховья р.Тузлова) в какой-то степени уточнены рельеф докембрийских и палеозойских отложений и характер их контакта.

В 1957 г. Западным геофизическим трестом (Е.А.Маева, И.В.Давыденко и др.) на всей территории северо-восточной части Приазовья выполнены аэромагнитные исследования прибором.

Наземная магнитная съемка восточнее р.Кальмиуса осуществлена под руководством автора в 1955–1960 гг.

Геоэлектрические исследования методом ВЭЗ в междуречье Миус – Кальмиус выполнены под руководством В.А.Марковича в 1955 г.

В 1955–1956 гг. проводились геоэлектрические работы Донбасской тематической партией № I.

В 1957–1959 гг. на акватории Азовского моря трест "Краснодарнефтегеофизика" (А.А.Климарев, Р.М.Рогов, Ю.А.Циплухин) проводит гравиметровые исследования. Наблюдения выполнялись донными гравиметрами по профилям и приведены к уровню моря.

В 1958–1959 гг. Приазовская гравиметрическая партия (С.А.Пискунова, Ю.Н.Даниленко, П.Ф.Бутенко, А.М.Манжелеева) проводит исследование территории собственно Приазовского массива и части прилегающих территорий.

Аэромагнитная съемка А.В.Тесленко, выполненная в 1961 г. на акватории Азовского моря и прилегающей части Приазовского массива, имеет высокое качество. В местах стыка с площадью аэромагнитной съемки 1957 г. аномалии совпадают почти полностью.

Наземные магнитные съемки не проводились систематически. До сих пор Северное Приазовье полностью не заснято. Все работы разномасштабны и имеют неодинаковую точность. В настоящее время невозможно свести все наземные магнитные съемки в карту одного масштаба.

Электроразведочные работы на территории Северного Приазовья проводятся длительное время. Однако до сих пор ими охвачена не вся территория. К настоящему времени наиболее полно заснята электроразведкой южная часть Донбасса и зона сочленения его с Приазовским массивом. Полностью обследована Конкско-Ялынская впадина, юго-западная часть площади Белозерка–Мелитополь–Приазовское, акватория Азовского моря.

Весь комплекс электроразведочных исследований сводился к постановке вертикальных электрозондирований, отчасти электропрофилирования, а на Азовском море также НДОЗ. В результате определены глубины залегания и рельеф поверхности докембрийских кристаллических пород, а на Азовском море – расчленение толщи послекембрийских пород и поиски структур, благоприятных для скопления нефти и газа. В Донбассе установлены глубины залегания и мощности продуктивной угленосной толщи карбона. С помощью электропрофилирования выявлены рудоносные зоны и зоны минерализации полезных ископаемых (преимущественно тектонические зоны), в некоторых случаях прослежен контакт докембрийских пород с палеозойскими отложениями Донбасса.

Анализ геофизических полей

Гравитационное поле

Для геоструктурных построений (особенно для установления местоположения разрывных нарушений) существенную роль играют не абсолютные значения аномалий гравитационного поля, а гравитационные ступени – линии максимальных градиентов поля (более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже). В связи с этим в работе не приводятся схемы аномального гравитационного поля рассматриваемой территории, а дана схема гравитационных ступеней (рис.10). Общая характеристика поля описана в тексте. Для расчетных профилей значения аномального поля сняты с соответствующих схем.

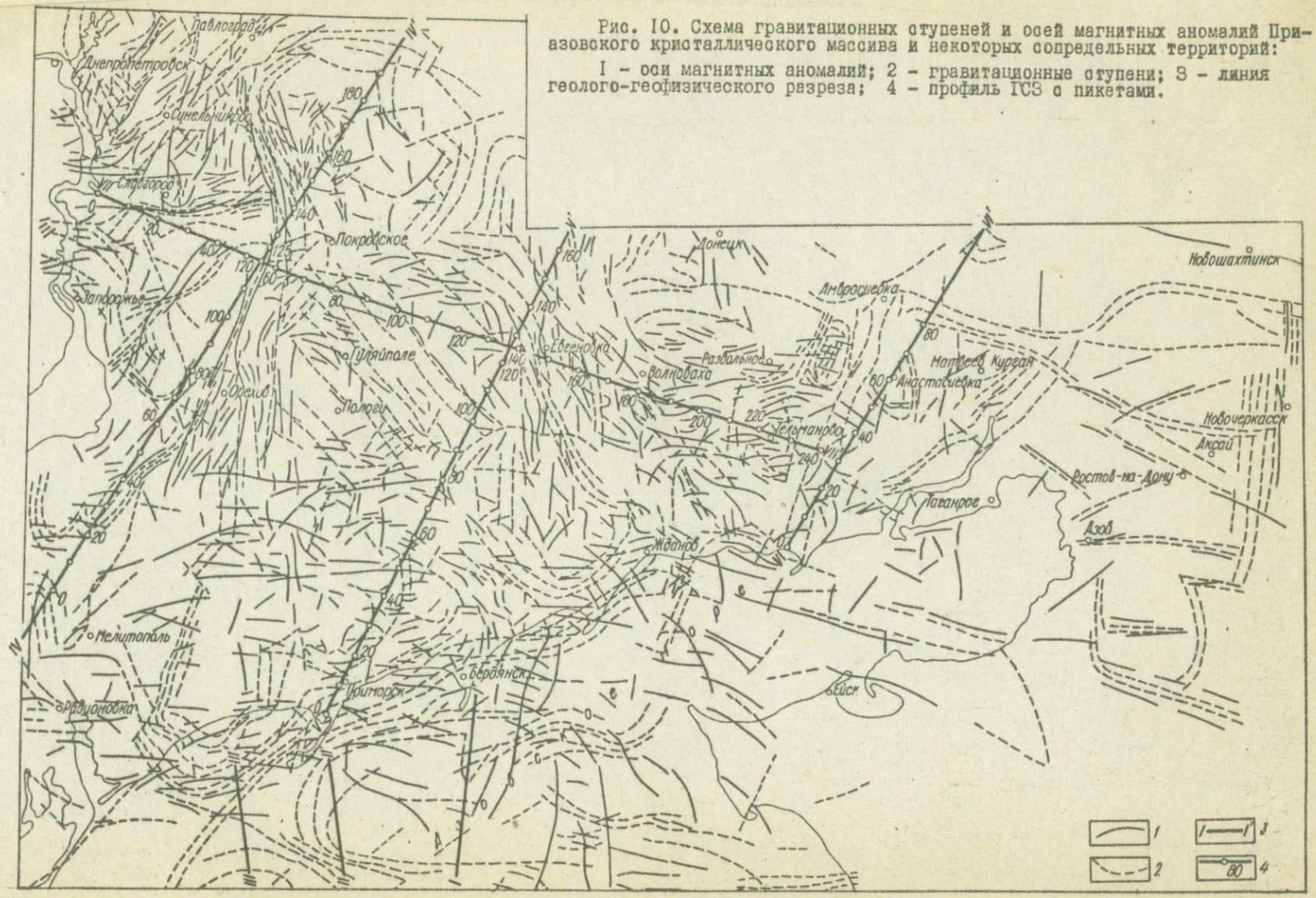


Рис. 10. Схема гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий:

1 – оси магнитных аномалий; 2 – гравитационные ступени; 3 – линия геолого-геофизического разреза; 4 – профиль ГСЗ с пикетами.

Карта аномалий Буге показывает, что гравитационное поле территории разделяется по общему принципу на две неравные части – положительную и отрицательную. Площадь отрицательного гравитационного поля сравнительно невелика; она располагается почти в центральной части Азовского моря, протягиваясь в виде довольно широкой полосы почти параллельно его северному берегу. Гравитационное поле весьма непостоянно по напряженности, хотя в то же время оно разделяется всего на несколько интенсивных и обширных аномалий.

Изолинии поля протягиваются почти в широтном направлении, образуя в некоторых местах пережимы. Горизонтальные градиенты силы тяжести (на гравитационных ступенях) значительны. В некоторых местах они достигают 40–50 этвеш. Например, по южной периферии полосы отрицательных аномалий силы тяжести (примерно в 50 км южнее Белосарайской косы и в 20–25 км южнее Обиточной косы) наблюдается субширотная гравитационная ступень в 15–20 мгл.

По северной периферии полосы гравитационная ступень несколько меньше по интенсивности, а градиенты поля вдоль нее не превышают 20 этвеш. И только через южную оконечность Бердянской косы проходит ступень, вдоль которой градиенты больше указанной величины. Общая длина северной и южной ступеней превышает 200 км. Протягиваются они через все Азовское море, выходя за его пределы в обоих направлениях.

Пережимы полосы отрицательного гравитационного поля отмечаются по 38-му меридиану, несколько западнее меридиана г.Жданова, по меридиану пос.Урзуф, южнее Бердянской косы, средней части Бердянского залива, косы Обиточной и примерно вдоль меридиана с.Строгановки. Вдоль этих пережимов характер поля сильно изменяется. Здесь изолинии поля меняют свое простирание с субширотного на субмеридиональное или близкое к нему.

Описанная часть поля должна рассматриваться как соответствующая области наибольшего погружения докембрийского основания. Притом, судя по величинам гравитационных ступеней и их выдержанности, погружение должно было проходить по разломам. Пережимы поля могут трактоваться как результат вертикального движения отдельных блоков по разломам, простирающимся вдоль указанных направлений.

Положительное гравитационное поле, занимающее большую часть изучаемой территории, более сложное. Для него характерны очень большие перепады и зачастую невыдержанность простирания изолиний. Конфигурация поля напоминает неправильный треугольник, в вершинах которого располагаются Володарский (Мангушский), Приазовский и Волчанский (Васильковский) гравитационные максимумы. Покрово-Киреевский максимум занимает обособленное положение. Он как бы отчленен от этого треугольника и подвинут к северу. Восточнее р.Кальмиуса располагается несколько менее интенсивных максимумов с большими градиентами поля: Тельмановский, Анастасиевский, Носовский, Самбекский, Покровский, Ростовский. Гравитационные ступени здесь порою достигают несколько десятков миллигал.

В пределах максимумов в виде отдельных небольших и малочисленных пятен фиксируются аномалии. Они являются эпицентрами упомянутых максимумов. Приазовский, Володарский и Волчанский максимумы занимают довольно обширные площади и расчленяются на более мелкие аномалии. Остальные максимумы невелики по площади и представлены в рассматриваемом масштабе единичными аномалиями.

Гравитационные максимумы разделяются довольно значительными понижениями поля, зачастую представляющими собой гравитационные ступени, перепады поля вдоль которых иногда достигают нескольких десятков миллигал. Одна из гравитационных ступеней, известная давно и не раз упоминавшаяся в литературе, простирается вдоль северного побережья Азовского моря от западных его границ до восточных. Ширина ступени от 10–15 до 20 км, градиенты поля достигают 20 этвеш и более. В некоторых местах ступень меняет простирание с субширотного на субмеридиональное. Подобные уступы наблюдаются вдоль р.Кальмиуса, в его приустьевой части, у Белосарайской, Бердянской и Обиточной кос. Эти уступы лежат на северном продолжении упоминавшихся выше пере-

жимов полосы отрицательных значений поля. В сторону обнаженной части Приазовского массива гравитационная ступень осложняется другими факторами, постепенно теряет свою выразительность, приобретая иные черты и характер, и переходит в поле собственно Приазовского массива.

Другая гравитационная ступень протягивается от южного окончания оз.Молочного через с.Приазовское, г.Орехов на г.Павлоград, ограничивая Приазовский массив с запада. Простирание этой ступени не сохраняется постоянным на всем ее протяжении. В южной части оно довольно выдержанное и ступень имеет север - северо-восточное направление. Затем, примерно на широте г.Большого Токмака, приобретает меридиональное направление. У г.Орехова простирание снова становится север-северо-восточным. От широты пос.Покровского до широты пос.Васильковки простирание ступени меридиональное, а к северу от Васильковки оно становится север-северо-западным. Величина гравитационной ступени не постоянна на всем ее протяжении. На крайнем юге она измеряется несколькими десятками миллигал, на севере также достигает этих значений, хотя здесь она менее интенсивна, чем на юге. В средней своей части величина ступени составляет около одного десятка миллигал, иногда же не превышает нескольких единиц. Ширина ступени единицы - десятки километров. Градиенты поля вдоль нее изменяется от 10 до 50 - 100 этвеш и более. Гравитационное поле уменьшается вдоль ступени всегда от Приазовского массива. В структурном плане наличие ступени объясняется погружением поверхности докембрийских пород в западном направлении по разлому, простиранию которого аналогично простирание ступени. Однако только этим фактором объяснить перепад поля невозможно, даже если бы погружение докембрийской поверхности произошло по вертикальному разлому. Кроме того, перепад поля вдоль ступени к югу от ее средней части увеличивается значительно быстрее, чем погружается в этом направлении докембрийская поверхность.

С востока обнаженная часть Приазовского массива ограничена гравитационной ступенью, протягивающейся вдоль р.Грузского Еланчика. Гравитационное поле уменьшается к востоку. В междуречье Грузского и Сухого Еланчиков уменьшение составляет 20 мгл. Но уменьшение не везде одинаково. Между р.Грузским Еланчиком и б.Горькой оно идет значительно быстрее, затем замедляется и восточнее р.Сухого Еланчика совсем прекращается. В южной части ступени, наоборот, гравитационное поле плавно убывает, а затем в среднем течении б.Горькой образуется ступень почти в 10 мгл.

Западнее Грузскоеланчикской гравитационной ступени расположена Кальмиусская ступень, которая отчленяет Покрово-Киреевский гравитационный максимум от остальной части интенсивного гравитационного поля Приазовского массива. Эта ступень не однородна по простиранию, интенсивности, выразительности на всем своем протяжении. В самой северной части гравитационная ступень отделяет Покрово-Киреевский максимум от пониженной части поля юго-западной части Донбасса. Простирание ступени субмеридиональное с отклонением к востоку. Ширина более 5 км, длина около 30 км, градиенты поля достигают 60 этвеш и более. К югу эта ступень, видимо, соединяется с Грузскоеланчикской. Несколько южнее широты устья р.Волновахи описанная часть Кальмиусской ступени затухает, переходя в ступень субширотного простирания, которая как бы отделяет Покрово-Киреевскую часть гравитационного максимума от Тельмановской. Протяженность этой ступени около 20 км. Градиенты поля вдоль нее - до 20 этвеш и более.

В 5-6 км западнее Кальмиуса эта ступень в свою очередь затухает, переходя в ступень субмеридионального простирания, которая протягивается вдоль Кальмиуса почти до с.Чермалыка. Эта ступень выражена нечетко: перепад поля со стороны Тельмановского максимума в западном направлении едва достигает 10 мгл, градиенты поля также незначительны. На зато довольно четко отмечается выдержанное простирание ступени на расстояние почти 30 км.

От с.Чермалыка до с.Приморского (примерно до точки, расположенной южнее с.Павлополя) Кальмиусская гравитационная ступень не фиксируется. Южнее этого места она

снова довольно четко проявляется в гравитационном поле в виде его понижения к востоку. Проходит ступень через с.Приморское в субмеридиональном направлении, слегка отклоняясь к западу. Таким образом, Кальмиусская гравитационная ступень представляет собой подобие лестницы, составленной из субмеридиональных и субширотных отрезков гравитационных уступов.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом гравитационная граница выражена также довольно четко в виде интенсивных гравитационных ступеней разной ориентировки в различных частях этой зоны. И только в верховьях рр.Камышевахи и Дубовки (бассейн Кальмиуса) эта граница выражена менее отчетливо. Между г.Волновахой и с.Павловкой наблюдается гравитационная ступень северо-западного простирания с градиентами поля до 15-20 этвеш. После небольшого перерыва эта ступень продолжается и далее в междуречье Сухих и Мокрых Ялов. Простирание ее здесь также северо-западное.

Восточнее Кальмиусской и Грузскоеланчикской гравитационных ступеней (северо-восточная часть Приазовья) гравитационное поле разделяется на три области, которые существенно отличаются по интенсивности аномалий, их размерам, конфигурации и простиранию.

Северная часть гравитационной карты,примерно до линии Кутейниково-Амвросиевка-устье р.Крынки-Барило-Крепинская-Шахты, соответствует обнаженной части Донбасса. Здесь отмечается интенсивное, но довольно спокойное гравитационное поле, характеризующееся средними величинами напряженности. Локальные аномалии в пределах этой области незначительны по интенсивности и площади, градиенты небольшие, конфигурация в основном овальная. Расположение аномалий беспорядочное, хотя наблюдается некоторая их приуроченность к простиранию структурных элементов Донбасса.

Вдоль указанной линии фиксируется значительная гравитационная ступень, в пределах которой градиенты силы тяжести достигают 10-15 мгл/км. Эта ступень является северной границей довольно широкой полосы относительно минимальных значений силы тяжести. В структурном плане она соответствует южной границе обнаженной части Донбасса. К югу от нее палеозойские отложения по системам разломов погружаются на значительную глубину под мезо-кайнозойские осадки.

Южная граница полосы относительного минимума проходит примерно по линии Кутейниково-Анастасиевка-Покровское-Большие Салы. Вдоль этой линии наблюдается уступ гравитационного поля к северу в пределы полосы относительного минимума.

Полоса относительного минимума разделяется на две обособленные области: Матвеевокурганскую - в районе г.Матвеева Кургана, и Тузлов-Несветайскую - в среднем и нижнем течении рек Тузлова и Большого Несветая. Напряженность поля в них резко уменьшается. Эти области разделяются на более мелкие локальные минимумы.

Матвеевокурганская область может быть разделена на собственно Матвеевокурганский минимум, расположенный в среднем течении Миуса и в низовьях Крынки, и на минимум в верховьях Мокрого, Сухого и Грузского Еланчиков. Матвеевокурганский минимум характеризуется самым низким аномальным значением напряженности гравитационного поля в пределах всей полосы относительного минимума силы тяжести. Минимум силы тяжести в верховьях Мокрого, Сухого и Грузского Еланчиков выражен менее четко. Напряженность поля здесь возрастает по сравнению с Матвеевокурганским минимумом на 8-10 мгл. При переходе от гравитационного поля обнаженной части Донбасса к Матвеевокурганскому минимуму фиксируются наибольшие градиенты поля всей полосы относительного минимума.

Тузлов-Несветайская область разделяется на северный и южный минимумы. По величине силы тяжести они почти не различаются между собой. Северный минимум расположен в междуречье верховьев Тузлова и Большого Несветая; южный - севернее широтного течения р.Тузлова. Последний на востоке соединяется с обширным Новочеркасским минимумом, в пределах которого напряженность гравитационного поля падает ниже нулевых значений.

Северный и южный минимумы разделены двойным относительным максимумом силы тяжести. Один центр этого максимума находится в районе пос. Родионово-Несветайского, другой – в нижнем течении р.Малого Несветая. Напряженность поля в центрах максимумов почти одинаковая и отличается от напряженности разделяемых минимумов на 6-8мгл.

В пределах Тузлов-Несветайского минимума гравитационное поле относительно спокойное, градиенты небольшие. Однако при переходе к обнаженной части Донбасса градиенты достигают значительной величины. Переход к восточному продолжению Приазовского массива также характеризуется возрастанием градиентов поля. Здесь отмечается гравитационная ступень.

Матвеевокурганский и Тузлов-Несветайский минимумы примерно по меридиану восточного окончания Таганрогского залива разделяются слабо выраженным максимумом.

В структурном плане полоса относительного минимума силы тяжести отвечает зоне сочленения Донбасса с восточным продолжением Приазовского массива. В пределах полосы палеозойские отложения по системе глубинных разломов опущены на значительную глубину. Этими разломами домеловой фундамент разбит на несколько разновеликих блоков с разными гипсометрическими уровнями. В определенном смысле локальные аномалии силы тяжести соответствуют отдельным блокам, залегающим на различных глубинах. В процессе развития разломов по ним происходило внедрение магматических пород, обусловивших особенности распределения магнитного поля этой территории.

Южнее линии Кутейниково-Анастасиевка-Покровское-Большие Салы характер гравитационного поля резко отличается от поля рассматриваемых участков. Здесь фиксируются обширные и весьма интенсивные максимумы с большими градиентами возрастания силы тяжести. Перепады поля достигают многих десятков миллигал.

Гравитационные максимумы сочленяются между собой участками относительного уменьшения интенсивности поля или значительными минимумами силы тяжести. Такой минимум фиксируется в районе с.Федоровки, он отделяет Носовский максимум от Тельмановского, Покрово-Киреевского и Анастасиевского. На северо-востоке Федоровский минимум широкой полосой соединяется с Матвеевокурганским. По величине и характеру поля они весьма похожи друг на друга. Видимо, и в структурном отношении эти два минимума обусловлены аналогичными причинами.

К югу от побережья Таганрогского залива и устья Дона напряженность гравитационного поля начинает интенсивно убывать. Примерно вдоль этой линии фиксируется гравитационная ступень, о которой уже упоминалось выше (см.рис.10).

К западу от р.Кальмиуса, на обнаженной части Приазовского массива, в гравитационном поле также выделяются несколько интенсивных гравитационных ступеней. К югу от с.Павловки прослеживается ступень, в структурном плане соответствующая Мануильскому разлому. Протяженность этой ступени около 40, ширина 2-5 км; горизонтальные градиенты поля до 30 этвеш. Опущенное крыло ступени представляет собой наиболее погруженную часть Конкско-Ялынской впадины.

Через сс.Зачатьевку и Егорьевку проходит новая гравитационная ступень. Она аналогична Мануильской, только значительно интенсивнее ее и перепад поля идет не в западном направлении, как на Мануильской, а в восточном. Севернее с.Евгеньевки гравитационная ступень поворачивает на северо-запад пос.Комарь, где снова поворачивает на север и далее идет в субмеридиональном направлении. В этой части ширина ступени довольно значительная: она сливается со ступенью междуречья Сухих и Мокрых Ялов.

К юго-востоку от с.Зачатьевки указанная гравитационная ступень простирается на с.Володарское и далее на г.Жданов. В свою очередь от г.Жданова до г.Волновахи тянется гравитационная ступень, состоящая из отдельных отрезков северо-восточного и северо-западного простираний.

Через весь Приазовский массив от Белосарайской косы на юго-востоке, через устье Каратыша, вдоль рр.Берды и Гайчура, до с.Покровского на северо-западе простирается гравитационная ступень, разделяющая Приазовский массив на две части – северо-восточную и юго-западную. На северо-западе она сочленяется с рассмотренной суб-

меридиональной гравитационной ступенью, ограничивающей Приазовский массив с запада. Ширина ступени непостоянная: в юго-восточной части она больше, к северо-западу-меньше. Градиенты поля вдоль ступени составляют 20-30, иногда 50 этвеш. Вдоль северо-западной части гравитационной ступени, северо-восточнее и юго-западнее, сопрягаясь с ней, простираются более мелкие гравитационные ступени.

От устья Берды на юго-востоке, через сс.Осипенко, Алексеевку, Басань и Васильевку на северо-западе, проходит еще одна гравитационная ступень. Она менее интенсивна, чем рассмотренная выше, однако фиксируется достаточно отчетливо.

Наконец, в субширотном направлении, примерно через сс.Басань и Конкские Раздоры, пос.Куйбышево и верховья р.Кальчика, простирается гравитационная ступень, разделяющая Приазовский массив на северную и южную части. Ступень сравнительно узкая, однако градиенты поля вдоль нее иногда достигают 40-50 этвеш. В структурном плане ступень соответствует Конкскому разлому.

Установлены также более мелкие гравитационные ступени второго и третьего порядков.

Следует отметить, что перепад гравитационного поля вдоль рассмотренных ступеней не всегда односторонен. На разных участках ступени он отмечается по обеим ее сторонам. Вместе с тем, ступени в целом выдерживают свой характер и простирание. Конфигурация крупных элементов поля (максимумов и минимумов), как правило, близка к ромбической; длинные оси ромбов располагаются в основном в северо-западном направлении. Более мелкие детали поля также имеют схожие черты.

Статистический анализ простирания изоаномал гравитационного поля дает два главных направления (рис.II). Первое соответствует средним румбам северо-западной и юго-восточной четвертей, второе - средним румбам северо-восточной и юго-западной четвертей. Два других направления - субширотное и субмеридиональное - также проявляются достаточно отчетливо, однако они занимают существенно подчиненное положение по отношению к двум первым. Более того, детальный анализ субширотного и субмеридионального простираний указывает на то, что они составлены из небольших отрезков северо-западных и северо-восточных простираний, т.е. в действительности существует элемент постоянного исходного простирания, из которого затем складываются все остальные направления.

Объяснять этот факт следует различием в происхождении ориентировки тектонических нарушений и прогибов земной коры. Причины этих двух явлений разные. Ориентировка первоначальных нарушений есть результат деформаций земной коры в процессе изменения объема и ротационного режима Земли. На образование прогибов не влияет дифференциация подкорового вещества, уплотнение и разуплотнение его. Форма и проекция контуров тела на земную поверхность в каждом отдельном случае могут быть различными и зависят от многих причин, исключая сжатие или расширение Земли и последствия этих явлений. Поэтому, в зависимости от ориентировки и формы прогиба, закладывается простирание окаймляющих прогиб нарушений, которые на отдельных участках складываются из элементов тектонических нарушений двух ортогональных систем, образующихся в результате деформации Земли. Таким образом,в целом окаймляющие нарушения представляют собой прямую или кривую линию, а в деталях - пилообразную ломаную линию. В Северном Приазовье такую пилообразную линию отчетливо представляют Конкский и Кальмиусский разломы и разлом, ограничивающий Приазовский кристаллический массив с юга. В последнем случае даже береговая линия Азовского моря следует очертаниям этой "пилы".

На рис.II приведена схема линий преимущественных ориентировок изоаномал гравитационного поля в местах их сгущений, из которой следует, что существуют только две основные ориентировки - северо-западная и северо-восточная. При этом расстояние между линиями того и другого направлений устойчиво выдерживается не только для всего Приазовского массива, но и для соседних регионов. По всей вероятности, площадь такого четырехугольника является оптимальной площадью элементарного блока земной коры. Именно из таких блоков должны быть построены более обширные структурные

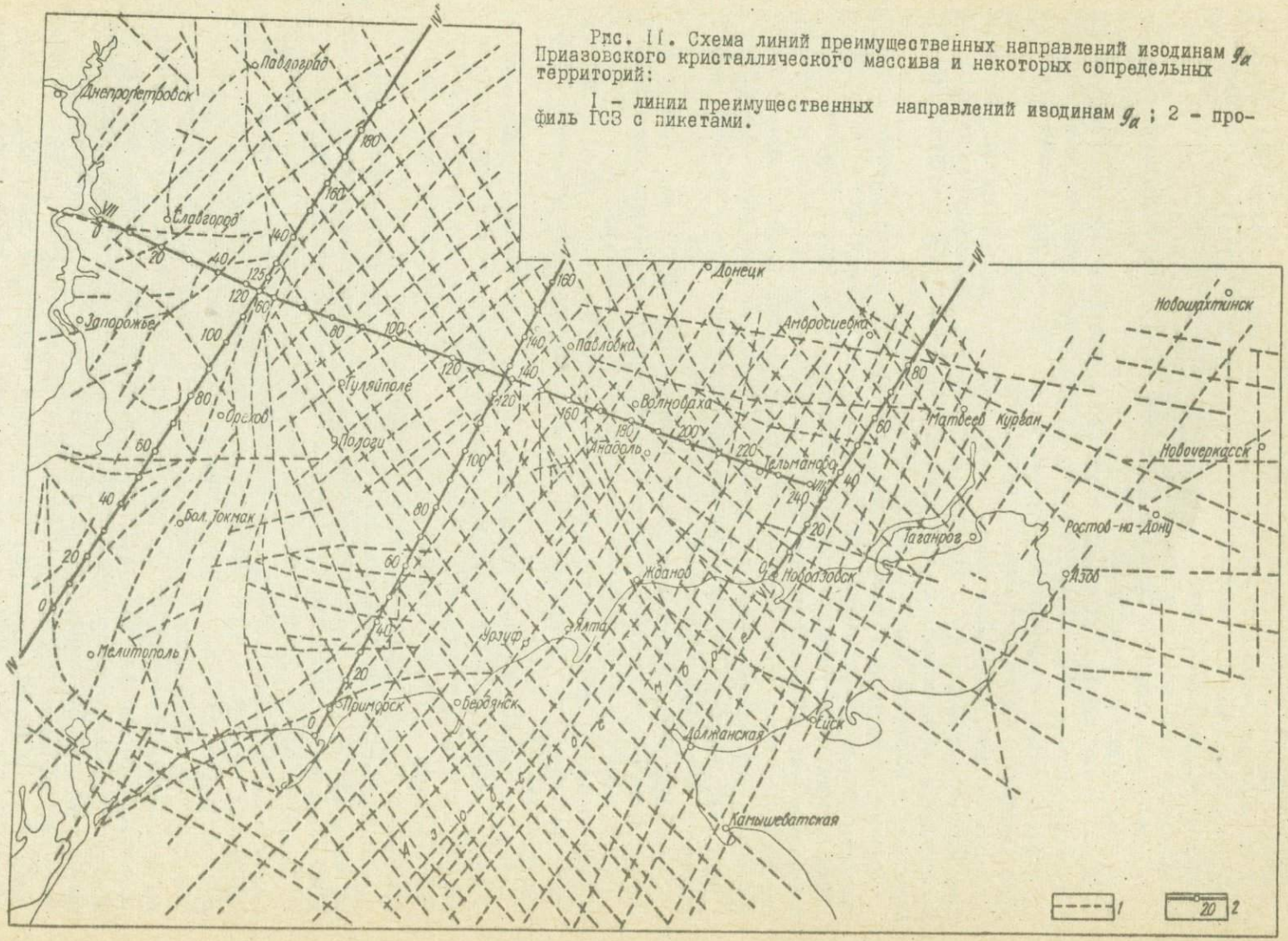


Рис. 11. Схема линий преимущественных направлений изодинам g_a Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий:

1 – линии преимущественных направлений изодинам g_a ; 2 – профиль ГСЗ с пикетами.

элементы. Следует отметить, что указанные блоки элементарны для среднего масштаба. Для более крупных масштабов разрезы элементарных блоков должны быть мельче.

Магнитное поле

Если магнитные съемки выполнены объективно и их масштабы относительно близки между собой, то местоположение осей аномалий и их пространственная ориентировка сохраняются неизменными. Поэтому для структурных построений Северного Приазовья использовались карты осей магнитных аномалий (рис.I2).

Магнитное поле Северного Приазовья примерно по береговой линии Азовского моря разделяется на две разные части.

К югу от этой линии простирается положительное магнитное поле, расчлененное на обширные аномалии средней интенсивности. Градиенты поля сравнительно невелики. Простирание изолиний в основном северо-западное и северо-восточное; субмеридиональное и субширотное направления занимают подчиненное положение.

С приближением к береговой линии характер поля существенно меняется. Аномалии становятся меньше по площади и больше по интенсивности. Наиболее резко характер поля меняется вдоль линии, проходящей примерно через южные окончания Белосарайской, Бердянской и Обиточной кос, т.е. почти вдоль береговой линии.

К северу от этой линии магнитное поле весьма пестрое, знакопеременное. Обширных аномалий нет, но зато широко развиты узкие и протяженные полосовые аномалии разной ориентировки, протяженности и интенсивности. Интенсивность таких аномалий иногда достигает нескольких тысяч гамм, а в западной части, в области развития железорудной формации – даже нескольких десятков тысяч гамм. Градиенты поля очень велики и в значительной степени не постоянны. Простирание осей аномалий главным образом северо-западное, северо-восточное, субширотное и субмеридиональное, встречаются и промежуточные ориентировки.

В западной части, в области развития пород железорудной формации, простирание осей аномалий северо-восточное с отклонением к субмеридиональному и даже северо-западному. В северной части (Днепропетровск-Синельниково-Славгород) оно в основном субмеридиональное, но встречается и северо-восточное. В юго-западной части площади (Мелитополь-Приморск) простирание осей аномалий субширотное, встречается и субмеридиональное.

Восточнее линии Богдановка-Васильковка-Рождественское-Басань – Приморск характер поля существенно меняется. Интенсивность его сильно уменьшается по сравнению с полем западнее этой линии, а простирание осей аномалий приобретает устойчивое северо-западное направление. Вместе с тем здесь встречаются субширотные (южнее р.Конки), а изредка и северо-восточные простирания.

Вдоль линии Новоукраинка-Евгеньевка-Розовка-Стародубовка-Урзуф-Азовское море оси магнитных аномалий приобретают устойчивое субмеридиональное простирание. Только на пространстве Стародубовка-Урзуф это простирание прерывается субширотным. В пределах Азовского моря оси аномалий субмеридионального простирания совпадают с рассмотренной выше зоной минимума, разделяющей магнитное поле Азовского моря на восточную и западную части. В акватории Азовского моря на продолжении линии Стародубовка-Урзуф сохраняется субширотное простирание осей магнитных аномалий. Здесь, таким образом, пересекаются оси двух простираний – субширотного и субмеридионального. Последнее более выдержанное. Следовательно, вдоль указанной меридиональной линии магнитное поле Азовского моря, Приазовского массива и, видимо, южной части Донбасса разделяется на западную и восточную части. Западнее меридиональной линии простирание осей аномалий в основном северо-западное и отчасти широтное; восточнее – преимущественно субширотное. Другие простирания встречаются реже. Оси аномалий довольно извилистые. Возможно, это результат объединения разнородных простираний – скорее всего субширотных и северо-западных, К югу (район Жданова и южнее) оси аномалий приобретают северо-западное направление с отклонением к широтному.

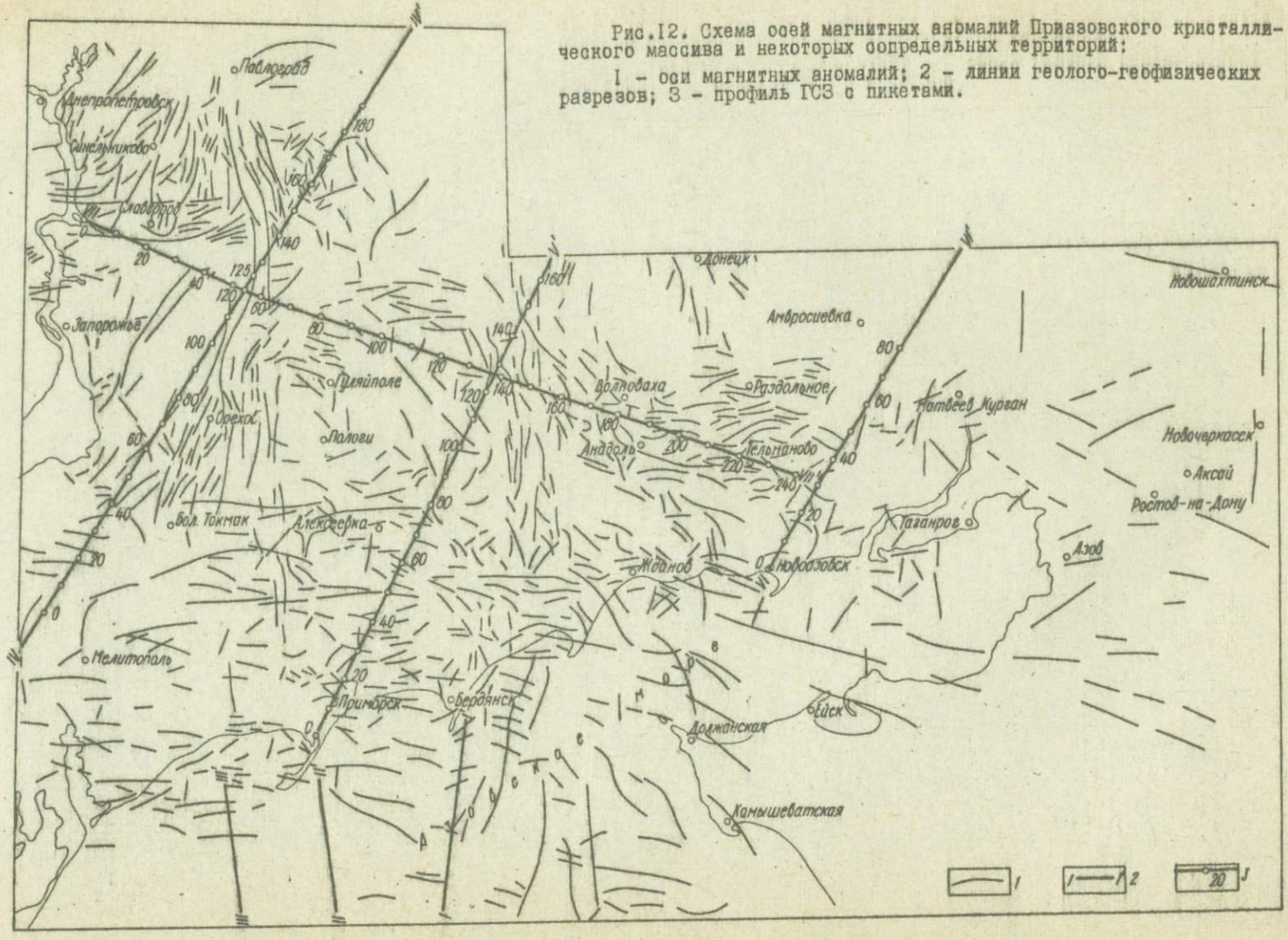
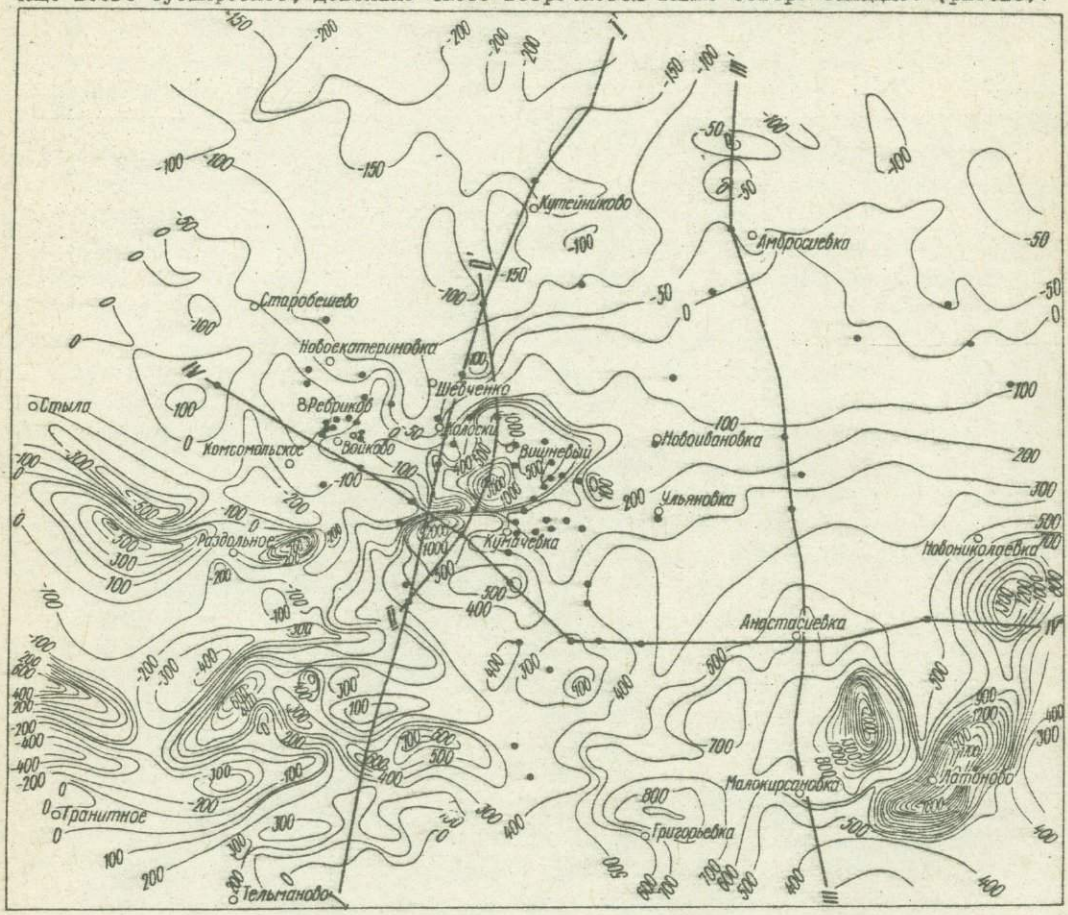


Рис.12. Схема осей магнитных аномалий Приазовского кристаллического массива и некоторых сопредельных территорий:

1 – оси магнитных аномалий; 2 – линии геолого-геофизических разрезов; 3 – профиль ГСЗ с пикетами.

В бассейне Кальмиуса простирание осей магнитных аномалий субширотное; субмеридиональное встречается редко.

В южной части Донбасса магнитное поле слабо дифференцировано. Здесь развиты отрицательные либо слабоположительные поля. Аномалии в большинстве расплывчатые, градиенты поля незначительные. Простирание осей аномалий близкое к субмеридиональному. В зоне перехода от Донбасса к Приазовскому массиву простирание осей аномалий чаще всего субширотное; довольно часто встречается также северо-западное (рис.I3).



400 1 2 3

Рис.I3. Карта изодинам Z_a зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом: I - изолинии Z_a, 2 - скважина, 3 - геолого-геофизического разреза.

Результаты аэромагнитной съемки в северо-восточной части Приазовья представлены на рис.I4, а наземной - на рис.I5.

Анализ карты ΔT_a показывает, что аномальное магнитное поле в целом характеризуется отрицательным фоном, на котором пятнами выделяются крупные и интенсивные положительные магнитные аномалии. Северную часть карты занимает спокойное отрицательное поле напряженностью до I,5 мэ. Градиенты поля незначительны. В структурном плане эта область соответствует обнаженной части Донбасса с его мощной толщей палеозойских отложений и глубоко залегающим кристаллическим основанием.

Примерно вдоль линии с.Николаевка - г.Матвеев Курган - среднее и нижнее течение Тузлова - ст.Семикаракорская отмечается резкое возрастание интенсивности магнитного поля в южном направлении от 0 до +2 - +6 мэ и даже +I0. Градиенты поля на этой ступени достигают в некоторых местах 300 - 500 гамм/км. В структурном отношении магнитная ступень обусловлена переходом от собственно Донбасса к обнаженной его части

или неглубоко залегающему под мезозойскими отложениями восточному продолжению Приазовского массива. Следовательно, зона перехода от отрицательного магнитного поля обнаженной части Донбасса к интенсивно возмущенному полю Приазовского массива соответствует зоне глубинных разломов, разделяющей эти крупные структурные элементы. По этой зоне проходит контакт палеозойских отложений Донбасса с докембрийскими кристаллическими породами Приазовского массива. Зона глубинных разломов характеризуется интенсивным проявлением вулканической деятельности и горсто-грабеновым строением домезозойского основания и мезо-кайнозойского чехла.

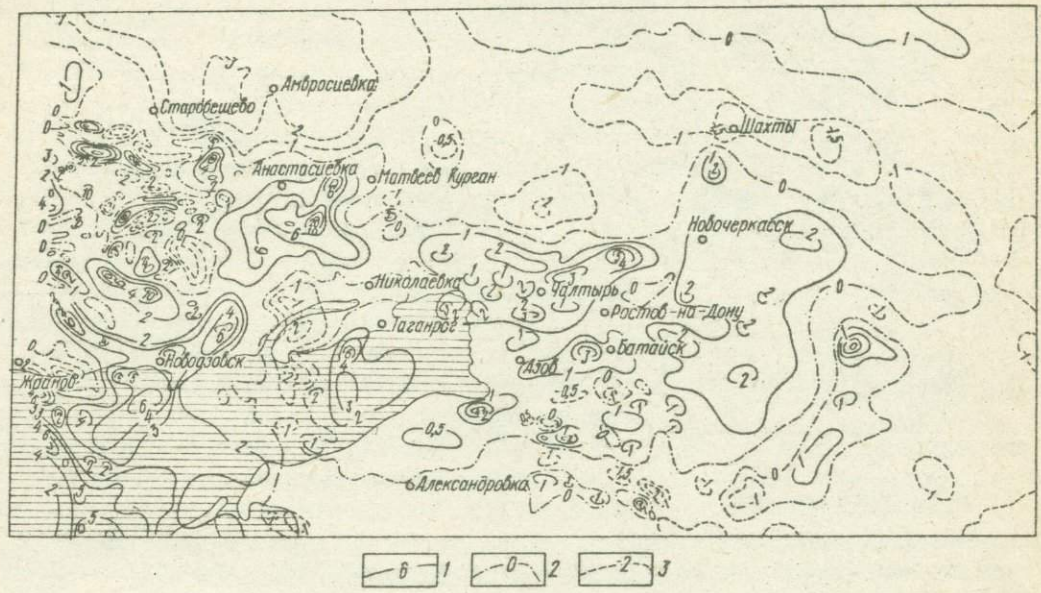


Рис.I4. Карта изодинам ΔT_a Северного Приазовья (по материалам аэромагнитной съемки Е.А.Маевой и И.В.Давиденко, 1962):

I – положительные изолинии ΔT_a; 2 – нулевые изолинии ΔT_a; 3 – отрицательные изолинии ΔT_a.

Отрицательное магнитное поле ΔT_a Азово-Кубанской впадины примерно по линии южное побережье Таганрогского залива р.Кагальник к северу переходит в магнитное поле восточного продолжения Приазовского массива. Этот переход не имеет четко выраженной границы и больших градиентов поля. В магнитном поле Азово-Кубанской впадины наблюдаются небольшие по площади и слабые по интенсивности изометрические или слегка вытянутые в субширотном направлении положительные магнитные аномалии.

Среднюю часть карты (рис.I4) занимает аномальное поле, территориально соответствующее восточному продолжению Приазовского массива. Возмущенная часть поля этой полосы в виде тупого клина протягивается на восток от р.Кальмиуса до среднего течения р.Маныча, где интенсивность его резко затухает и поле становится слабоотрицательным. В пределах полосы характер поля остается примерно постоянным, хотя в общем интенсивность аномалий уменьшается с запада на восток, что следует объяснять погружением кровли кристаллических пород в этом направлении.

На фоне отрицательного поля в виде больших бесформенных пятен выступают весьма интенсивные положительные аномалии в междуречье Еланчик-Миус, в нижнем течении рек Грузского, Сухого и Мокрого Еланчиков, Кальмиуса и прилегающей части Азовского моря, в средней части Таганрогского залива (к югу от г.Таганрога), в междуречье Дон-Тузлов, в районе Батайск-Азов, в низовьях рек Тузлова, Аксая, Маныча, в среднем течении Кагальника.

Интенсивность положительных аномалий в пределах рассматриваемой территории достигает 30 мэ и больше. Интенсивность отрицательных аномалий редко превышает -2 мэ.

Простирание осей магнитных аномалий Северо-восточной части Приазовья в основном субширотное. Встречаются и субмеридиональные простирания.

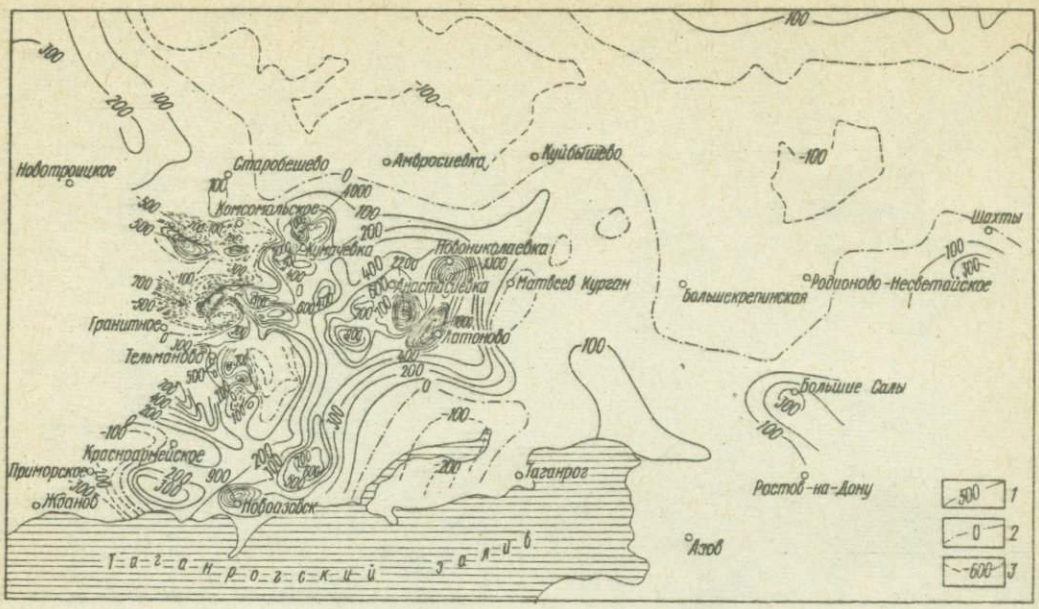


Рис.15. Карта изодинам Z_a (по материалам наземной магнитной съемки Г.Т.Собакаря и Т.С.Лебедева, 1962):

1 – положительные изолинии Z_a; 2 – нулевые изолинии Z_a; 3 – отрицательные изолинии Z_a.

Геоэлектрическое поле

Кальмиус-Торецкая котловина характеризуется сравнительно спокойным геоэлектрическим полем. Только в юго-западной ее части наблюдается изменение поля от 100 до 300 омм. Узкая полоса поля с такими значениями протягивается вдоль юго-западного крыла котловины и указывает на неглубокое залегание кристаллических пород Приазовского массива. С увеличением глубины залегания этих пород электрические сопротивления уменьшаются и поле становится более спокойным.

Геоэлектрическое поле Конкско-Ялынской впадины изменяется от 30 до 200–300 омм. На юге впадины по линии Пологи-Конкские Раздоры-Куйбышево-Ново-Керменчик-Златоустовка наблюдается геоэлектрическая ступень, вдоль которой к северу сопротивления пород уменьшаются от 300–350 до 30–50 омм. Ширина ступени всего 2–4 км, далее геоэлектрическое поле не превышает 100 омм и только в районе Большой Янисоли оно повышается до 150 омм. Здесь образуется геоэлектрический выступ ромбической формы, большая диагональ которого простирается на северо-запад.

У с.Златоустовки упомянутая геоэлектрическая ступень круто поворачивает на север и до с.Павловки простирается в субмеридиональном направлении. У Павловки она резко поворачивается на восток. На всем протяжении ступени от Златоустовки до Павловки и далее на восток ее интенсивность составляет 70–80 омм.

В структурном плане субширотная геоэлектрическая ступень соответствует Конкскому (Зачатьевскому) разлому, а субмеридиональная – Мануильскому.

Западная граница впадины в геоэлектрическом поле отмечается менее четко. Только по меридиану Конкских Раздоров наблюдается увеличение электрических сопротивлений до 80–90 омм. Видимо, здесь проходит западная граница наиболее погруженной восточной части Конкско-Ялынской (Мокроялынской) впадины.

Схема изопроводимостей Конкско-Ялынской впадины не дает новых сведений по сравнению со схемой изоом, на ней выделяются те же самые геоэлектрические ступени.

В акватории Азовского моря максимальные изопроводимости отмечаются южнее Бердянской и Обиточной кос и в средней части косы Бирючьей. Если по южному окончанию Бердянской и Бирючьей кос и южному окончанию Молочного лимана проходит изолиния

проводимостей 400 мо, то в 20–25 км к югу от этой линии проводимость повышается до 1400 мо. Здесь проходит осевая линия максимальных значений изопроводимостей. Субширотная полоса изопроводимостей совпадает с аналогичной полосой минимума силы тяжести. Наиболее интенсивное изменение электропроводности (геоэлектрическая ступень) наблюдается по субширотной линии, проходящей в 20–40 км южнее окончания северо-азовских береговых кос.

Южнее этой линии электропроводности значительно уменьшаются. Полоса пониженных значений изопроводимостей наблюдается в самой южной части площади наших исследований и выходит за ее пределы.

Установлено, что максимальные проводимости точно совпадают с областями минимумов силы тяжести и, наоборот, минимальные проводимости – с максимумами силы тяжести. Следует также отметить, что в направлении к юго-западу от устья Лозоватки геоэлектрические поля восточного и западного Причерноморья четко разделяются. Линия раздела проходит в северо-восточном направлении. Средняя часть ее приходится на меридиан пос.Приазовского. Вдоль этой линии изопроводимости изменяются от 500 мо на востоке до 1600 мо на западе. Вдоль линии намечается перегиб в структурном плане. Западное крыло перегиба опущено по отношению к восточному на несколько сотен метров. На южном окончании перегиба находится мыс Казантип. Линия перегиба следует параллельно Арабатской стрелке.

На левобережье Среднего Приднепровья поле изопроводимостей весьма пестрое, но изменяется от нескольких до 25–30 мо. При этом на севере территории изопроводимость составляет 10 мо, а к югу постепенно возрастает до 30 мо, что объясняется постепенным погружением поверхности фундамента в этом направлении. Пестрота геоэлектрического поля обусловлена изрезанностью рельефа поверхности фундамента, имеющего практически бесконечно высокое сопротивление.

Однако поведение изолиний проводимостей нельзя считать совершенно беспорядочным. Статистический анализ ориентировки изолиний показывает, что они имеют такие преимущественные направления: северо-западное, широтное, северо-восточное и меридиональное. В южной половине территории, примерно до широты 48°, простирание в основном северо-западное и субширотное. На северной половине территории, наоборот, в основном развиты субмеридиональные и субширотные простирания.

Во многих случаях наблюдаются большие перепады изопроводимостей (ступени изопроводимостей) на относительно узких промежутках. Градиенты поля в таких случаях достигают 10 мо/км. Наиболее протяженная ступень субширотного простирания отмечается севернее пос.Васильевки, где она протягивается от Днепра (возможно, даже из-за Днепра) на западе до меридиана г.Орехова (и далее) на востоке. В структурном плане эта ступень соответствует продолжению на запад Конкского (Зачатьевского) разлома, ограничивающего Конкско-Ялынскую впадину с юга.

Геоэлектрическое поле района Володарское–Розовка характеризуется следующими особенностями. Значения изопроводимостей изменяются (в пределах точности измерений) от 0 до 150 мо. К западу от с.Володарского наблюдаются наибольшие значения изопроводимостей. К северу они уменьшаются. Наибольшая геоэлектрическая ступень фиксируется на левобережье (юго-восточном) б.Водяной. Ступень начинается примерно у с.Новоянисоли и прослеживается в юго-западном направлении через сс.Республиканское, Новороmановку, Федоровку и далее вдоль р.Каратыша. Перепад поля в направлении на северо-запад достигает 100 мо на расстоянии 3–5 км. Другая ступень, параллельная указанной, проходит через западную окраину с.Володарского. По характеру поля она аналогична первой. Только перепад поля здесь имеет юго-восточное направление и величину значительно большую – до 50 мо/км. Подобная, но слабее выраженная геоэлектрическая ступень проходит в северо-западном направлении, примерно через устье б.Водяной. Она ортогональна двум указанным выше. Еще одна достаточно хорошо выраженная геоэлектрическая ступень проходит в субширотном направлении через ст.Розовка – ее градиенты достигают 25–30 мо/км.

Следует отметить, что простирание линий изопроводимостей на участке Володарское – Розовка, как правило, северо-восточное (преимущественно) и северо-западное. Субширотное и субмеридиональное отмечаются реже.

В северо-восточной части Приазовья, от р.Кальмиуса на западе до б.Горькой на востоке, сопротивления пород довольно интенсивно убывают (от 400 до 60 омм). Затем до р.Мокрого Еланчика они почти не меняются, к востоку от реки падают до 16 омм. Причем изолинии сопротивлений в этой части площади огибают Анастасиевскую ступень с востока и на севере подходят к обнаженной части Донбасса, следуя затем вдоль его структур на восток. В районе Матвеев Курган – Политотдельское фиксируется геоэлектрический минимум. В его пределах сопротивление уменьшается до 6 омм. Локальные аномалии подобной интенсивности встречаются в коленообразном изгибе р.Тузлова и в устье Малого Несветая. К югу и юго-востоку от устья Тузлова сопротивление интенсивно возрастает.

На плане изопроводимостей наименьшие величины зафиксированы близ р.Кальмиуса. К востоку проводимость возрастает. В районе г.Матвеева Кургана вырисовывается несколько локальных аномалий, в пределах которых проводимость превышает 200 мо. В коленообразном изгибе р.Тузлова проводимость превышает 300 мо, а в районе устья р.Малого Несветая фиксируется полосовая аномалия субширотного простирания интенсивностью около 250 мо.

Таким образом, на картах изоом и изопроводимостей отмечается довольно широкая полоса, протягивающаяся от ст.Кутейниково (на западе) через верховья рек Грузского, Сухого и Мокрого Еланчиков на с.Покровское, затем она поворачивает строго на восток и через пос.Политотдельское прослеживается к устью р.Малого Несветая. В пределах этой полосы фиксируются наибольшие значения проводимостей. Пространственно указанная полоса совпадает с отмеченной выше полосой пониженных значений гравитационного поля. Минимумы электрических сопротивлений довольно отчетливо совпадают с минимумами силы тяжести.

В структурном плане отмеченная полоса повышенной проводимости совпадает с зоной сочленения Донбасса с восточным продолжением Приазовского массива.

Сопоставление геофизических полей

Сопоставление геофизических полей является наиболее важной частью геологической интерпретации геофизических материалов. Оно должно быть основано на анализе однородных деталей и выявлении всевозможных закономерностей полей. Сопоставление путем сравнения аномалий силы тяжести с аномалиями вертикального или полного вектора геомагнитного поля и выявления их соответствия (или несоответствия) не может быть представительным, так как не имеет теоретического обоснования. В гравиметрии аналогами составляющих магнитного поля являются вторые производные гравитационного потенциала. Поэтому сопоставлять элементы магнитного поля можно только с градиентами силы тяжести. Если измерение проводится на поверхности (или почти на поверхности) аномалиеобразующих факторов, то магнитное поле всегда более дифференцировано, чем поле силы тяжести при одной и той же густоте наблюдений. Если аномалиеобразующее тело залегает на значительной глубине под однородной толщей, то его магнитное действие на поверхности наблюдений обобщается. В результате такого интегрирования суммарный магнитный эффект становится аналогичным силе тяжести. Подобные поля уже можно сравнивать. Их соответствие или несоответствие указывает на определенные закономерности строения аномалиеобразующего источника.

В прикладной геофизике, как и в прикладной геологии, главными приемами интерпретации являются метод аналогии и метод корреляции от известного. Объясняется это главным образом неоднозначностью решения обратной задачи геофизики.

Мы сопоставляем гравитационное и магнитное поля, так как в данном случае только они отображают внутреннюю структуру докембрийского фундамента. Геоэлектрическое поле используется при необходимости охарактеризовать физические особенности мезозойской толщи и рельеф поверхности фундамента.

В Северном Приазовье между магнитными и гравитационными полями соответствие почти не наблюдается. Также редко оно отмечается между гравитационными и магнитными аномалиями. Более того, интенсивным отрицательным гравитационным аномалиям Азовского моря соответствуют положительные магнитные аномалии. Следует, конечно, помнить, что интенсивным гравитационным максимумам соответствуют также интенсивные групповые магнитные аномалии, в которых группы состоят из положительных и отрицательных аномалий. Вместе с тем иногда отмечается соответствие относительно спокойного гравитационного поля интенсивным и протяженным магнитным аномалиям.

В то же время установлено соответствие между гравитационными ступенями и аномалиями магнитного поля при неглубоком залегании поверхности докембрийских пород.

На рис.10 представлена схема гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий изучаемой территории. Схема показывает, что во многих случаях наблюдается тесное совпадение или близкое параллельное расположение, либо пересечение под очень острыми углами линий гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Однако иногда простирания этих элементов полей не совпадают или они пересекаются под большими (иногда прямыми) углами.

Четкое совпадение максимальных изменений силы тяжести и осей магнитных аномалий наблюдается по линии Павлоград – Васильковка. Южнее Васильковки эта линия поворачивает на юг и далее прослеживается в меридиональном направлении до р.Токмака, которую она пересекает на полпути между пос.Большим Токмаком и с.Черниговкой. Южнее р.Токмака это соответствие нарушается. Ступень поворачивает на пос.Приазовское, а оси магнитных аномалий – на с.Инзовку. В месте поворота ступень разветвляется и простирается по линиям Васиновка – Орехов – Матвеевка и Запорожье – Камышеваха – Магдалиновка – берег Каховского водохранилища. Несколько южнее Славгорода в широтном направлении проходит полоса, упирающаяся на востоке в линию Павлоград – Васильковка, в месте поворота последней на юг. Далее к востоку эта полоса теряет свою выразительность, однако и здесь она улавливается достаточно отчетливо в направлении Григорьевка – Михайловка – Богатырь. Таким образом, район устья Верхней Терсы является крупным узлом пересечения многих гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Несомненно, что этот район должен быть также узлом интенсивных тектонических движений.

В самом северо-западном углу площади, через с.Дерезоватое и Павлоград – Синельниково в юго-западном направлении проходят линии совпадений. Западнее г.Мелитополя отмечается субмеридиональная полоса, а через с.Радионовку – начало косы Обиточной – ст.Должанская (Бйский п-в) – субширотная. Через Славгород проходит полоса северо-восточного простирания, которая фиксируется в геоэлектрическом поле резким изменением градиентов изопроводимостей. Через Славгород проходит также субширотная полоса. Южнее отмечается мозаичное поле изопроводимостей, севернее полосы оно значительно спокойнее. Хорошо прослеживается в геоэлектрическом поле субмеридиональная полоса, проходящая через г.Синельниково. В гравитационном поле она фиксируется нечетко, в магнитном отмечается протяженными сближенными осями аномалий, в геоэлектрическом – полосой изопроводимостей выдержанного меридионального простирания. Южнее Славгородской субширотной линии субмеридиональная полоса четко не регистрируется ни в одном физическом поле. Только южнее широты Запорожья на продолжении этой линии отмечается интенсивная гравитационная ступень того же простирания.

Субширотная гравитационная ступень, проходящая южнее пос.Васильевки, в магнитном поле отмечается неуверенно, однако в геоэлектрическом установлена закономерная смена характера поля при переходе этой линии: севернее ее поле спокойное, южнее – мозаичное. Описанная выше ступень изопроводимостей субширотного простирания, прослеженная севернее Васильевки, ни в магнитном, ни в гравитационном полях не проявляется. В южном направлении здесь вероятен эрозионный уступ поверхности фундамента.

Гравитационная полоса, проходящая через Павлоград, Васильевку, Басиновку, в геоэлектрическом поле (против г.Запорожья) отмечается пониженными значениями проводи-

мости. В районе г.Орехова и к югу от него также установлено изменение изопроводимостей по обе стороны от гравитационной ступени. Следует указать, что полоса совпадения линий максимальных изменений силы тяжести и осей магнитных аномалий, ограничивающая с запада собственно Приазовский массив (проходящая через Павлоград, Орехов и далее на юг), в геоэлектрическом поле почти не фиксируется. Во всяком случае здесь она прослеживается весьма неуверенно.

На собственно Приазовском массиве установлено несколько полос совпадения гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Одна из них пересекает весь массив с северо-запада на юго-восток, проходя через Богатырь, Павловку, Волноваху, Чермалык, Новоазовск и далее на юго-восток. Вторая мощная и широкая полоса, параллельная первой, проходит через Жданов, Кальчик, Володарское, Малоянисоль, Зачатьевку, Евгеньевку, Большую Янисоль, Малую Михайловку. Далее на Павлоград она трассируется уже менее уверенно и к юго-востоку уходит на Ейский п-в восточнее станицы Должанской. В геоэлектрическом поле отмечается аналогичной ориентировкой изопроводимостей.

Через сс.Соколово, Розовку, Успеновку на Покровское и Григорьевку простирается гравитационная полоса, которая на северо-западе соединяется с отмеченным выше геофизическим и тектоническим узлом. В юго-восточном направлении она соединяется с рассмотренной выше и в район станицы Должанской проходит как единая полоса северо-западного простирания. В геоэлектрическом поле в аналогичном направлении отмечается полоса мозаичных аномалий изопроводимостей.

От Белосарайской косы через пункты Ялту, Стародубовку, Захарьевку, Куйбышево, Конкские Раздоры, Федоровку, Пологи, Гуляйполе, Рождественское проходит полоса, аналогичная по мощности и ширине полосе Жданов - Малая Михайловка.Если первая ограничивает Володарский максимум силы тяжести с юго-запада, то последняя - с северо-востока. К юго-востоку полоса уходит на северо-западный мыс Ейского п-ва. Линии изопроводимостей имеют также северо-западное простирание.

Наконец, через пункты Осипенко, Родионовку, Андреевку, Верхний Токмак и Басань трассируется еще одна полоса, параллельная рассмотренным. Она выделяется не везде одинаково четко. В некоторых местах нет достаточно уверенных гравитационных ступеней. Например, между сс.Андреевкой, Верхним Токмаком и Басанью нет четкой северо-западной ориентировки осей магнитных аномалий и гравитационных ступеней, так как эта полоса пересекается с подобной субширотной.

Через сс.Басань, Черниговку, Новониколаевку, южную оконечность Обиточной косы и в пределах Азовского моря в субмеридиональном направлении трассируется полоса, которая только на отдельных участках отмечается гравитационными ступенями (главным образом, в самой северной и самой южной своих частях) и четко выраженными протяженными полосовыми магнитными аномалиями аналогичного простирания.

От с.Новоукраинки через сс.Евгеньевку, Зачатьевку, Розовку, Стародубовку, Урзуф и далее на юг в пределы Азовского моря простирается мощная полоса гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Она, видимо, следует далее на север в пределы Донбасса. На южном продолжении полоса слабо отражается в гравитационном поле, зато здесь четко фиксируются выдержанные протяженные оси магнитных аномалий того же субмеридионального простирания.

В меридиональном направлении восточнее с.Павловки, через сс.Малоянисоль, Володарское, Соколово и далее в пределы Азовского моря простирается полоса, аналогичная первой. В северной части, примерно до с.Соколова, она хорошо фиксируется и в гравитационном, и в магнитном полях. Южнее с.Соколова она отмечается только в магнитном поле.

Наконец, через населенные пункты Богатырь, Темрюк, Захарьевку и далее в пределы Азовского моря прослеживается полоса, аналогичная первым двум.

Все эти полосы по своему характеру весьма сходны. Они, по существу, представляют собой одну мощнейшую полосу субмеридионального направления, шириной до 30 км.

Она разделяет Приазовский массив на две части – западную и восточную. К этой же полосе приурочены интрузии гранитов (молодых, по мнению некоторых геологов, екатериновских и др.).

Более слабо выраженные полосы субмеридионального простирания проходят по линии Ольгинка-Волноваха-Анадоль-Кальчик, а также Конкские Раздоры-Алексеевка-Андреевка-Трояны.

В северо-восточной части Приазовья подавляющее большинство зон положительных магнитных аномалий пространственно приурочено к гравитационным ступеням; иногда гравитационным максимумам соответствуют слабые знакопеременные магнитные поля или довольно интенсивные отрицательные.

В общем плане интенсивному гравитационному полю обнаженной части Донбасса на юге соответствует слабое спокойное отрицательное магнитное поле.

Переменному интенсивному возмущенному гравитационному полю восточного продолжения Приазовского массива отвечает магнитное поле аналогичного характера.

Слабовозмущенному положительному или интенсивному отрицательному гравитационному полю Азово-Кубанской впадины и Маныческого разлома соответствует знакопеременное магнитное поле (от интенсивного до слабого). Здесь иногда отмечаются незначительные по площади и интенсивности сопряженные магнитные аномалии, не имеющие аналогов в гравитационном поле.

Покрово-Киреевскому гравитационному максимуму соответствует система интенсивных положительных магнитных аномалий. Однако, судя по интенсивности и площади аномалий обоих типов, нельзя сказать, что и гравитационный, и магнитный эффекты создаются одними и теми же возмущающими факторами. Гравитационный эффект создается более обширными телами, чем магнитный. Скорее всего, магнитные аномалии обусловлены интрузиями, которые внедрились по разломам, расчленившим какое-то геологическое тело. Над ним фиксируется гравитационный эффект.

Тельмановскому гравитационному максимуму территориально соответствует знакопеременное магнитное поле, состоящее из небольших по интенсивности и занимаемой площади аномалий.

Область перехода от Покрово-Киреевского гравитационного максимума к Тельмановскому в магнитном поле характеризуется весьма протяженными полосовыми сопряженными положительными и отрицательными магнитными аномалиями. С юга Тельмановский гравитационный максимум также ограничен положительной полосовой магнитной аномалией, т.е. в обоих этих случаях наблюдается совпадение гравитационных ступеней и осей полосовых магнитных аномалий.

Полосовая аномалия в низовьях рр.Кальмиуса, Грузского, Сухого и Мокрого Еланчиков в гравитационном поле соответствует ступени, простирающейся в пределы Азово-Кубанской впадины.

Положительная магнитная аномалия междуречья Грузской Еланчик – Миус территориально совпадает с Анастасиевским и Федоровским гравитационными максимумами, а также гравитационными ступенями, наблюдающимися между Анастасиевским и Носовским максимумами и Матвеевокурганским минимумом. Характерно, что все центры этой обширной магнитной аномалии расположены в зонах гравитационных ступеней, а Анастасиевскому максимуму силы тяжести соответствует лишь некоторое увеличение напряженности магнитного поля. К тому же, Анастасиевский максимум совпадает с северо-западной краевой частью магнитной аномалии.

В районе с.Покровского в магнитном поле фиксируются небольшие по площади и слабые по интенсивности сопряженные положительные и отрицательные магнитные аномалии. Располагаются они в области гравитационной ступени, отделяющей Покровский максимум от Матвеевокурганского минимума.

Субмеридиональная полоса слабого отрицательного магнитного поля и разграниченные ею положительные магнитные аномалии междуречья Тузлов-Дон-Кагальник, устьев рек Тузлова и Маныча пространственно соответствует крупной гравитационной ступени,

отделяющей Ростовский максимум от Новочеркасского минимума. К ней приурочена цепочка субмеридионально расположенных положительных магнитных аномалий в устьях Тузлова, Маныча и среднего течения Кагальника.

Полосы совпадения гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий наблюдаются также в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом по субширотной линии Староигнатьевка - Чермалык - Новоазовск - Приморский.

Гравитационной ступени, фиксируемой вдоль р.Кальмиуса между Чермалыком и устьем Волновахи, и субмеридиональным гравитационным ступеням Покрово-Киреевского гравитационного максимума нет аналогов в магнитных полях.

Кроме перечисленных полос совпадения осей магнитных аномалий и гравитационных ступеней в Северном Приазовье отмечается несколько субширотных полос. Наиболее протяженная из них, пересекающая весь массив с запада на восток и уходящая за его пределы, простирается через населенные пункты Васильевку, Басань, Конкские Раздоры, Куйбышево, Розовку, Малоянисоль, Николаевку, Тельманово, Федоровку, Покровское. На западе она прослеживается вдоль широтного коленообразного изгиба Днепра (Каховское водохранилище).

Эта полоса разделяет Приазовский массив на северную и южную части. Севернее ее отдельные структурные элементы массива погружены на различные глубины (Конкско-Ялынская впадина) или сдвинуты относительно остальной части массива (Покрово-Киреевская структура).

Южнее описанной субширотной полосы, в 15-20 км от нее через пункты Михайловку, Благовещенку, Темрюк, Чермалык, в направлении на широтный коленообразный изгиб Миусского лимана тянется вторая субширотная полоса гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Достаточно уверенно она фиксируется между сс.Черниговкой и Благовещенкой, восточнее Темрюка, севернее сс.Володарского и Кальчика, между рр.Кальмиусом и Грузским Еланчиком (южнее с.Чермалыка). В остальных местах она только намечается осями магнитных аномалий. Следует отметить, что эта полоса вообще менее уверенно выделяется, чем предыдущая.

В 15-20 км еще южнее простирается третья субширотная полоса. Она проходит через сс.Матвеевку и Новофедоровку,между сс.Салтычией и Верхним Токмаком и далее на восток через пункты Берестовое, Захарьевку, Володарское, Кальчик, Приморское (южнее) и Новоазовск.

Достаточно уверенно и обоснованно она фиксируется в самой западной части территории, в месте пересечения этой полосы с западной субмеридиональной в районе Верхнего Токмака, Володарского, Кальчика, между Приморским и Новоазовским. В остальных местах она либо отмечается одними осями магнитных аномалий, либо вообще не отмечается.

В 10-12 км южнее предыдущей субширотной зоны проходит следующая. Она трассируется южнее сс.Матвеевки, Андреевки, Стародубовки и г.Жданова и далее на восток в том же направлении с небольшим отклонением к югу. В большинстве случаев в гравитационном поле она фиксируется не очень уверенно. Только на отдельных участках ее можно провести вполне однозначно (на крайнем западе и южнее с.Черниговки). В магнитном поле эта полоса фиксируется весьма отчетливо протяженными и выдержанными по простиранию магнитными аномалиями.

Еще южнее, в 15-18 км от предыдущей, простирается следующая субширотная полоса. Она проходит несколько севернее г.Мелитополя, через сс.Петровку, Юрьевку, Трояны, Осыленко, Урзуф и далее на восток, отклоняясь немного к югу. В гравитационном поле эта полоса не выражена;она фиксируется только осями магнитных аномалий.

Южнее г.Мелитополя (по широте с.Новоалексеевки) через основание Бердянской косы прослеживается полоса, уходящая в пределы Азовского моря с некоторым отклонением к югу. В отдельных местах она отмечается как в гравитационном, так и в магнитном полях, иногда только в магнитном или совсем не фиксируется.

В акватории Азовского моря можно отметить несколько полос совпадения гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий. Отметим только полосу субширотного простирания на самом юге площади исследований. Она довольно четко отмечается в гравитационном и в магнитном полях. Отмечаются как интенсивные и протяженные гравитационные ступени, так и протяженные оси магнитных аномалий.

Следует отметить, что косы северного побережья Азовского моря точно совпадают с пересечением субмеридиональных и субширотных полос. А отсутствие подобной косы восточнее г.Жданова, где она слегка только намечается, объясняется сложностью тектоники этого участка в результате наложения не только субмеридиональных и субширотных тектонических зон, но и зоны северо-восточного простирания. Следует также обратить внимание, что гравитационная ступень, следующая вдоль северного побережья Азовского моря, не совпадает по направлению с осями магнитных аномалий этой полосы. Последние секут ее под значительным и почти всегда одинаковым углом. Оси, как правило, имеют субширотное простирание, тогда как гравитационная ступень – восток-северо-восточное. Следовательно, наблюдаемая гравитационная ступень является осредненной, составленной из отрезков субширотных (параллельных осям магнитных аномалий) и субмеридиональных ступеней. Таким образом, обычно изображаемое на тектонических картах нарушение, следующее параллельно северной береговой линии Азовского моря, в действительности не сплошное, а состоит из отрезков двух указанных простираний.

Севернее главной субширотной полосы гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий отмечается ряд слабых по выразительности и небольших по протяженности полос. Одна из них проходит примерно по широте Большой Янисоли и далее на Амвросиевку, где фиксируются гравитационные ступени и оси магнитных аномалий, правда не всегда достаточно выразительные. Вторая полоса проходит несколько севернее широты Евгеньевка-Гуляйполе; она еще менее выразительна. Следует отметить полосу, проходящую через сс.Раздольное, Стыло, Николаевку, Ольгинку (бассейн Мокрой и Сухой Волновах). На западе она соединяется с полосой Евгеньевка – Гуляйполе.

Северная граница Приазовского массива (зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом) в плане физических полей представляет собой пересечение субширотных и субмеридиональных полос. Общее запад-северо-западное простирание зоны сочленения является осредненным. В эту зону объединены разнородные (разной ориентировки) тектонические нарушения. Гравитационное поле, дающее большую степень осреднения влияния возмущающих факторов по сравнению с магнитным при одинаковых масштабах их изображения, лучше выражает среднее направление некоторой линии, которая характеризует границу структурных элементов. В этом отношении весьма показательна также гравитационная ступень, следующая вдоль северного побережья Азовского моря. Оси магнитных аномалий в бо́льшей степени отражают истинное простирание тектонических нарушений.

Неправильное объединение в одну тектоническую линию разнородных нарушений объясняется неверностью идеи, положенной в основу трактовки причины происхождения разрывных нарушений коры земного шара, и слабой геологической изученностью территории, что заставляет прибегать к слишком далекой интерполяции значений элементов тектоники. Для точного проведения тектонических линий необходимо детальное изучение трещиноватости пород и элементов тектоники.

В восточной части района, где граница структурных элементов проходит в субширотном направлении, полосы гравитационных ступеней и оси магнитных аномалий следуют в том же направлении. К западу простирание зоны сочленения становится субмеридиональным (район Богатырь – Новопавловка), это же простирание приобретает гравитационная ступень и отчасти оси магнитных аномалий. В промежутке между крайними положениями выразительность полос меньшая. Промежуточные гравитационные ступени почти не установлены. Оси магнитных аномалий ориентированы в субширотном, северо-западном или в субмеридиональном направлении. Переходов между этими направлениями почти нет, что должно свидетельствовать о несоответствии действительности осредне-

ного положения зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом на участках, где оно отлично от субширотного.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Направления элементарных нарушений на земной поверхности не зависят от формы прогибов или поднятий в земной коре. Они являются результатом общей деформации Земли (расширения - сжатия под действием глобальных причин и изменения ротационного режима).

Преимущественное развитие той или иной системы разрывных нарушений в области сочленения структурных элементов зависит от ориентировки каждого данного участка зоны сочленения, а внутри структурного элемента - от ориентировки его оси. Зона сочленения структурного элемента с соседними на поверхности Земли представляет собой контур некоторого процесса, совершающегося внутри Земли и заключенного в определенный, более или менее строго ограниченный объем. Контуры этого объема на поверхности Земли и должны представлять собой зону сочленения. Формы объемов могут быть самыми различными, поэтому и контуры их на поверхности Земли также имеют разные формы: близкие к круговым, эллиптические, вытянутые эллиптические, змейковидные, ровоподобные и т.д. Если, например, ориентировка контура на данном участке близка к субширотной, то вдоль этого контура развиты в основном субширотные и отчасти субмеридиональные системы нарушений.

В частности, ориентировка контура погружения участка земной коры вдоль северного побережья Азовского моря близка к субширотной. Здесь развиты главным образом субширотные и отчасти субмеридиональные разрывные нарушения. В западной части Азовского моря, где контур нарушения приобретает субмеридиональное направление, также развиты субмеридиональные типы нарушений. В восточной части зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом, где она имеет субширотное простирание, развита в основном субширотная система нарушений; субмеридиональная выражена очень слабо и, вероятно, связана с тектоническими движениями другого рода (не с процессами формирования Донецкой субгеосинклинали). В западном направлении ориентировка зоны сочленения постепенно меняет свое простирание на северо-западное и субмеридиональное. Ориентировка Орехово-Павлоградского синклинория почти меридиональная - здесь развита главным образом субмеридиональная система нарушений.

Следует иметь в виду, что крупные структурные элементы разделяются на более мелкие, у которых контуры и ориентировка осей имеют простирание, отличное от аналогичных параметров исходного структурного элемента. В связи с этим развитие той или иной системы нарушений в пределах исходного структурного элемента определяется контурами и ориентировкой осей элементов более высоких порядков, например в пределах Восточно-Европейской платформы - ориентировкой осей структурных элементов: Днепровско-Донецкой впадины, Донецкой субгеосинклинали, Украинского щита и т.д.

По ориентировкам осей магнитных аномалий можно провести районирование изучаемой территории; они дают возможность установить не только различие физических условий формирования структуры земной коры данной территории, но и последовательность формирования, т.е. относительный возраст структурных элементов.

Статистический анализ простирания осей магнитных аномалий (см.рис.12) показывает, что всю территорию Приазовского массива можно разделить на несколько участков, где оси аномалий имеют определенное выдержанное простирание. Здесь отчетливо фиксируются только северо-западные, северо-восточные, субмеридиональные и субширотные простирания осей магнитных аномалий.

Крайнюю северо-западную часть территории, примерно до средней широты района, занимает участок, где ориентировка осей имеет простирание от субмеридионального до северо-восточного. Изредка встречаются субширотное и северо-западное простирания.

Среднюю часть массива пересекает зона аномалий с юго-востока на северо-запад, ориентировка ее осей имеет преимущественно северо-западное простирание. Встречаются также промежуточные простирания, секущие в основном главное, северо-западное.

Ту же среднюю часть территории, но уже пересекая ее с севера на юг, занимает зона аномалий с субмеридиональным простиранием осей.

На остальной части территории оси магнитных аномалий имеют субширотное простирание. Это должно свидетельствовать о том, что время образования аномалий субширотного простирания – это время наибольшей активности тектонических процессов, проявившихся в Северном Приазовье.

Наиболее древними являются аномалии северо-западного простирания. Во всяком случае, они древнее аномалий северо-восточного простирания, так как отчетливо секутся ими на крайнем северо-западе площади (по линии Орехов – Васильевка).

Более молодые аномалии северо-восточного и субширотного простираний пронизывают всю территорию и отчетливо следуют простиранию структур Донбасса и зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом (бассейн Мокрой и Сухой Волновах). Возраст дайковых пород этого района, создающих полосовые магнитные аномалии, определяется как позднепалеозойский.

Наиболее молодые – аномалии субмеридионального простирания, секущие все другие. Возраст Мануильского разлома, обусловившего эти аномалии, определяется как мезозойский.

Следует отметить, что тектонические процессы не были единовременными. Они были сильно растянуты во времени и то затухали, то вновь активизировались, что свидетельствует о возрасте последних этапов тектонической активности. Вместе с тем тектонические движения разной активности по многим из перечисленных направлений происходят и сейчас.

Г л а в а IУ. ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Признаки разрывных нарушений в геофизических полях

В настоящее время представления о блоковом строении земной коры общепризнанны. По существу, уже решается вопрос не о том, имеет ли земная кора блоковое строение, а насколько велики оптимальные размеры блоков, из которых состоит кора. Это связано с причиной формирования блоков: если, например, считать, что потенциальная система трещин обусловлена изменением ротационного режима Земли, а форма прогибов и поднятий земной коры определяется внутриземными процессами (уплотнением, разуплотнением, дифференциацией и т.д.),то размеры блоков могут быть самыми разнообразными.

Блоковое строение определяется гетерогенностью земной коры и теми разрывными нарушениями, которые ограничивают отдельные блоки. Распределение геофизических полей, характер изменения аномалий скорее истолковываются как результат влияния разрывных нарушений, а не складчатых деформаций (если в основу их выделения положены объективные критерии).

Блоковое строение предполагает наличие тектонических контактов, разделяющих блоки между собой. Поскольку земная кора гетерогенна как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, блоки, занимающие различные гипсометрические уровни, будут отличаться физическими свойствами, а следовательно, и геофизическими полями. Если нет подобного различия, выявится меньшее количество блоков (что может быть в действительности), отчего идея блокового строения земной коры будет умалена, но не преувеличена. Не исключены случаи, когда сплошность земной коры нарушается без заметных относительных горизонтальных и вертикальных перемещений отдельных блоков и без внедрения по плоскостям разрыва пород, резко различных по физическим свойствам (например, магнитным).

Рассмотрим геофизические критерии, которые служат достаточным основанием для выделения разрывных тектонических нарушений.

Если в основу тектонического строения земной коры положить представления о блоковом строении, то устойчивое и выдержанное изменение плотности на некотором горизонте (рис.I6) будет соответствовать контакту пород различной плотности, приведенных в соприкосновение в результате вертикальных перемещений блоков. Подобные плотностные уступы всегда фиксируются в гравитационном поле гравитационными ступенями, интенсивность которых определяется величиной плотностной ступени (величиной относительного вертикального перемещения блоков), избыточной плотностью соприкасающихся пород и глубиной залегания плотностной ступени.

Следовательно, гравитационные ступени в большинстве случаев свидетельствуют о разрывных тектонических нарушениях, по плоскостям которых произошли перемещения блоков.

Если масса расплава внедрилась по разлому, образовав жилы, дайки, штоки и т.д., то естественно, что природа такого магматического контакта тектоническая. Если же допустить, что магматический контакт образовался без тектонического нарушения, в результате проплавления земной коры большой массой расплава, то такое предположение едва ли будет правдоподобно. Образование интрузивных тел вне зон

нарушений невозможно. Таким образом, в основе магматического контакта также лежит разрывное нарушение.

Причину образования стратиграфического контакта иногда можно объяснить соответствием этого контакта и гравитационной ступени. Если представить движения земной коры так, как предполагается при эпейрогенезе, то стратиграфические контакты будут довольно пологими, не создающими гравитационных ступеней. Здесь могут быть только плавные изменения гравитационного поля. В основании довольно крутого стратиграфического контакта могли происходить блоковые перемещения пород, залегающих ниже контакта, т.е. разрывное нарушение должно быть в породах более древних, чем стратиграфический контакт. Отложение более молодых осадочных пород на более древних по крутому стратиграфическому контакту произошло уже после того, как древние породы были разбиты на блоки. Последние в результате вертикальных перемещений заняли различные гипсометрические уровни.

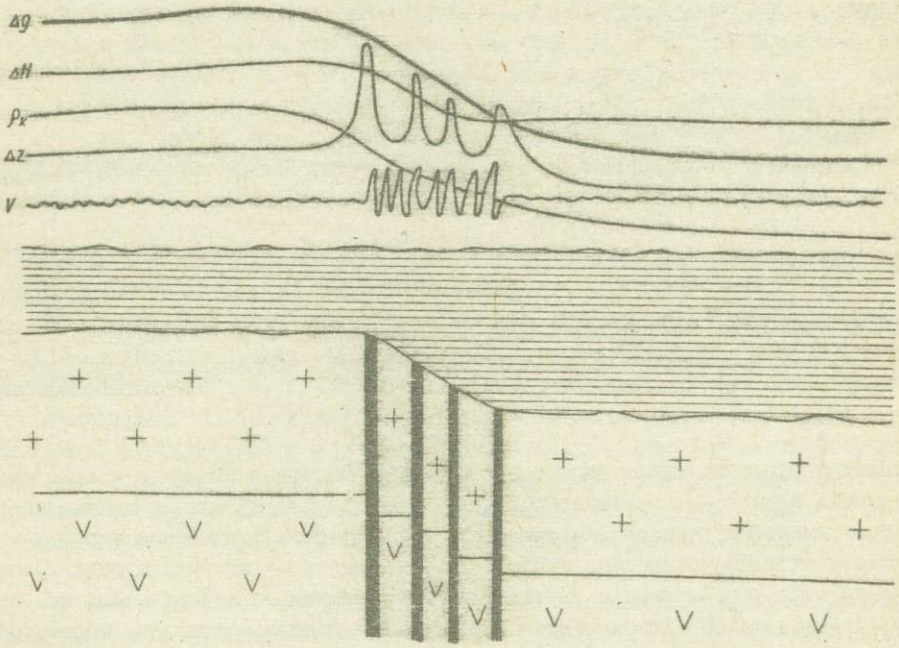


Рис.16. Критерии выделения разрывных нарушений (схема).

Таким образом, протяженные интенсивные и выдержанные по простиранию гравитационные ступени всегда связаны с вертикальными перемещениями отдельных участков земной коры по разрывным тектоническим нарушениям. Если соответствие гравитационной ступени разрывному нарушению вызывает сомнение, нужно использовать другие геофизические критерии выделения разрывных нарушений.

Дизъюнктивные нарушения часто выполнены магматическими породами, магнитные свойства которых значительно отличаются от свойств вмещающих пород. Поскольку дизъюнктивные нарушения в большинстве случаев имеют линейную выдержанность по простиранию и значительную протяженность, связанные с ними структурные формы в магнитном поле фиксируются протяженными и выдержанными по простиранию полосовыми аномалиями. Естественно, что если полосовые магнитные аномалии приурочены к гравитационным ступеням, то не может быть сомнения в приуроченности гравитационных ступеней дизъюнктивным нарушениям.

Нередко цепочки изометрических интенсивных магнитных аномалий располагаются в виде выдержанных по простиранию линий. Такие аномалии обычно вызваны штокообразными телами повышенных магнитных свойств. Если образование подобных тел невозможно

в процессе локального проплавления земной коры (вмещающих пород), то оно могло быть в результате внедрения интрузивных пород по тектоническим каналам. Цепочки таких аномалий и соответствуют дизъюнктивным тектоническим линиям. Следовательно, цепочки изометрических интенсивных магнитных аномалий всегда соответствуют разрывным тектоническим нарушениям. Если они приурочены к гравитационным ступеням, то еще раз подтверждается существование разлома.

Могут ли пликативные тектонические формы фиксироваться в магнитном поле точно такими же аномалиями, как и дизъюнктивные? Безусловно, нет, поскольку полосовые магнитные аномалии создаются только круто залегающими пластообразными телами. Если аномалии протяженные и выдержанные по простиранию, тела, которыми они вызваны, могут быть тоже только протяженными и выдержанными по простиранию. Это тела типа жил и даек. Пласты пликативных структурных форм в плане ограничены линиями эллиптической формы, линейная выдержанность которых по простиранию наблюдается на очень небольших расстояниях. Следовательно, соответствующие им магнитные аномалии также будут невыдержанными по простиранию. К тому же, кроме линейно вытянутых пликативных тектонических форм, часто встречаются брахискладки, купола, мульды. Если можно допустить наличие протяженных линейно вытянутых складок в молодых геосинклинальных областях, то на платформах, фундамент которых пережил длительную историю развития и разбит на разновеликие блоки, складки претерпели столь сильную деформацию, что не может быть и предположения о выдержанности простирания слоев.

Невыдержанность по простиранию не является единственной причиной, по которой мы отвергаем приуроченность вытянутых полосовых магнитных аномалий к пликативным формам.

Осадочные породы, за редким исключением, слабо различаются по магнитным свойствам. Следовательно, если бы встретились в молодых складчатых областях протяженные линейно вытянутые пликативные формы, в магнитном поле они не фиксировались бы достаточно интенсивными, выдержанными по простиранию полосовыми аномалиями. Среди осадочно-метаморфических пород встречаются пачки сильно магнитных пластов, однако они не имеют большой протяженности и хорошей выдержанности по простиранию.

Таким образом, разрывные тектонические нарушения в совокупности соответствуют: I) интенсивным протяженным и линейно выдержанным гравитационным ступеням; 2) протяженным и линейно выдержанным цепочкам интенсивных изометрических магнитных аномалий; 3) протяженным линейно выдержанным и интенсивным полосовым магнитным аномалиям.

Гравитационный и магнитный методы геофизической разведки не только дают дополнительные данные о геологически документированных разломах, но и позволяют выделять и изучать нарушения там, где геологическими работами это сделать невозможно. Однако перечисленные методы геофизики эффективны только в том случае, если в зоне разлома имеется плотностной уступ и если к ней приурочены плотностные и (или) магнитные неоднородности.

В природе тектонические нарушения не всегда имеют вертикальные ступени, образуют плотностные уступы (например, сдвиги), содержат магматические тела. Обнаружить такие разломы, тем более древние и скрытые под осадочным чехлом, очень трудно. В таких случаях необходим сейсмический метод, с помощью которого выделяются нарушения подобного рода. Сейсморазведка имеет определенные преимущества по сравнению с другими геофизическими методами. Сейсмические критерии выделения нарушений при глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ) могут быть основаны на выявлении: I) в волновом поле аномальных явлений, свидетельствующих о существовании различного рода неоднородностей в земной коре и 2) блоков земной коры, различных по строению, физическим характеристикам сейсмических границ, упругим свойствам горных пород и т.д. (Собакарь, Чекунов, 1976).

На рис.I7 (В.Б.Соллогуб, Ф.А.Лещук) показан один из примеров выделения разрывных нарушений на Октябрьском щелочном массиве по данным ГСЗ-МРНП. Хорошо видно, что данный массив расположен в зоне глубинного разлома, который интенсивно нарушил

поверхность Мохо и проник на большие глубины в верхнюю мантию. По поверхности Мохо ширина разлома более 10 км. В земной коре он разветвляется на отдельные каналы, которые, как следует полагать, служили путями проникновения щелочных магм, образовавших массив.

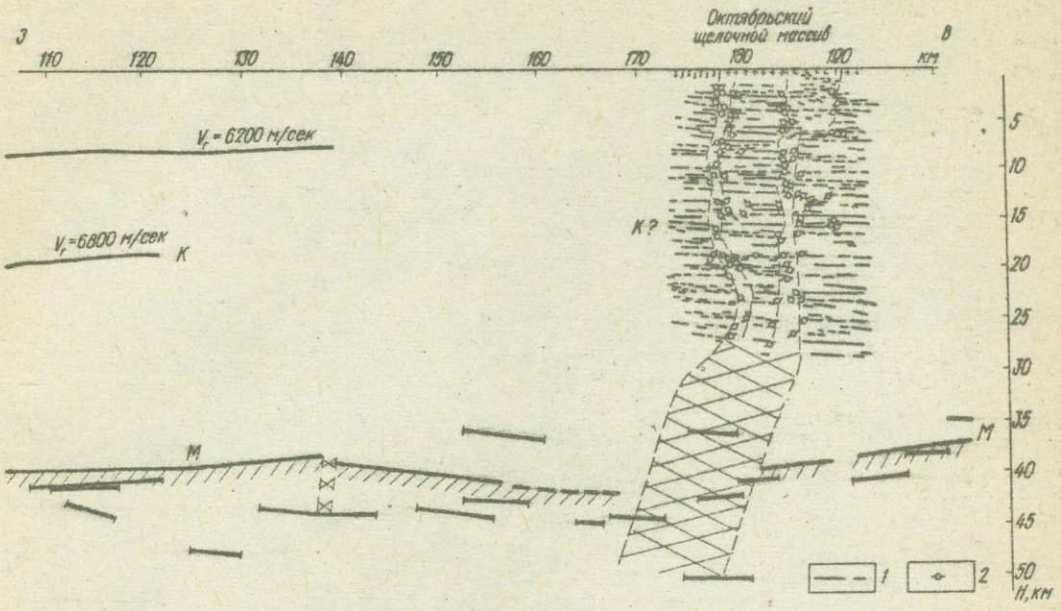


Рис.17. Сводный сейсмический разрез ГСЗ-МРНП Октябрьского щелочного массива:
1 – площадки, построенные по отраженным волнам; 2 – площадки, построенные по дифрагированным волнам.

Обнаженные и закрытые наносами разрывные нарушения могут либо проявляться, либо не проявляться в рельефе нарушенных пород. Проявляющиеся в рельефе слепые разрывные нарушения в геоэлектрическом поле отображаются геоэлектрическими ступенями; не проявляющиеся в рельефе – пониженными значениями удельного электрического сопротивления или полосовыми аномалиями изопроводимостей, в зависимости от приуроченности к нарушениям зон минерализации, повышенной обводненности. Обнаженные разрывные нарушения, кроме визуального наблюдения, могут также фиксироваться в геоэлектрическом поле полосами изопроводимостей, если к ним приурочены зоны минерализации.

Однако иногда геоэлектрические признаки могут быть обусловлены не разрывными нарушениями, а другими причинами, например погребенными речными долинами или рельефом фундамента нетектонического происхождения. Тогда по геоэлектрическому признаку разрывное нарушение будет выявляться неоднозначно. Необходимо использовать другие геофизические признаки или хотя бы тщательный анализ геологической обстановки.

Местоположение разломов также довольно точно устанавливается по повышенным градиентам современных вертикальных движений земной коры и по смене знака градиента во времени, поскольку современные движения имеют блоковой характер и происходят на границах блоков (по разломам).

Подводя итог, отметим, что выше были охарактеризованы только наиболее широко распространенные и действенные критерии обнаружения и изучения разломов земной коры, которыми располагают в настоящее время гравитационный, магнитометрический, сейсмический и геоэлектрический методы разведки. Кроме этих критериев при выделении разрывных нарушений могут использоваться также другие (например, термический). Каждый из них с той или иной степенью надежности указывает на возможность наличия разломов в земной коре. Какой бы, однако, "сильный" признак не использовался при этом,

достоверность решения задачи неизмеримо возрастает только при совпадении независимых признаков. Такое совпадение не только обеспечивает однозначность выделения разрывного нарушения, но и приносит ценную дополнительную информацию о его структуре, характере приуроченных к разлому тел, строении и составе разделенных им блоков земной коры.

Необходимо подчеркнуть, что все изложенное относится к вопросам обнаружения и исследования геофизическими методами только достаточно крутых тектонических нарушений. Изучение горизонтальных и пологих разломов, согласных с общей латеральной слоистостью земной коры, – дело исключительно сложное, возможности его практически не выяснены, а методика не разработана.

Определение параметров и глубины залегания искомых объектов

Северное Приазовье расположено на стыках нескольких геоструктурных элементов, поэтому его геологическое строение весьма разнообразно. При количественной интерпретации необходимо учитывать тектонические особенности отдельных участков.

Например, в местах неглубокого залегания докембрийской поверхности (зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом) вычисление глубины залегания верхней кромки магнитовозмущающих объектов проводилось по способу касательных и способу точек перегиба. Глубина поверхности домеловых пород и поверхности докембрия во всех случаях, когда имелись замеры ВЭЗ, определялась по ним. Контролировались эти результаты либо данными бурения и сейсмики, либо, если не было другой возможности, совместными данными гравиметрии и магнитометрии.

Глубина залегания домеловой поверхности в северо-восточной части Приазовья определялась по формуле

$$\Delta g = 2\pi k \sigma h . \qquad (I)$$

Решение обратной задачи гравиметрии по этой формуле зависит от достоверности значений избыточной плотности и приращений глубин границы раздела (приращения аномалий силы тяжести снимаются с карты). Чаще всего определяют приращение глубин. Однако вычисление затрудняется отсутствием сведений о распределении избыточной плотности по площади. В большинстве случаев исходят из предположения о ее постоянстве или накладывают на ее распределение некоторые, зачастую произвольные, граничные условия. Если для небольших площадей или отдельных регионов такое допущение иногда может быть оправдано, то для большой территории, расположенной на стыке нескольких крупных структурных элементов, оно совершенно неприемлемо.

В таких случаях необходимы данные сейсмических исследований по профилям и материалы бурения скважин, довольно равномерно расположенных по площади. Глубины до домеловой поверхности снимались с этих профилей или определялись по разрезам скважин, а значения избыточной плотности для соответствующих отдельных участков вычислялись по формуле (I). Таким образом, весь район был разделен на участки, в пределах которых избыточная плотность домеловых пород известна и в некоторых интервалах постоянна.

Полученные величины избыточной плотности использовались затем при определении глубины залегания поверхности домеловых пород по ряду новых профилей (геолого-геофизических разрезов), расположенных между сейсмическими профилями и разведочными линиями. Для этого строились графики Δg вдоль "расчетных" профилей с нанесением на них плотностных разрезов и известных глубин залегания домеловой поверхности. Затем на основании имеющихся данных вычислялись глубины в других точках заданных новых разрезов. Глубина домеловой поверхности рассчитывалась по уравнению

$$\Delta g_i - \Delta g_{i+1} = a + b(h_{i+1} - h_i) . \qquad (2)$$

Постоянные a и b получены из системы уравнений:

$$\Delta g_1 - \Delta g_2 = a + b(h_2 - h_1),$$
$$\Delta g_3 - \Delta g_4 = a + b(h_4 - h_3),$$

где h_1, h_2, h_3, h_4 – глубины поверхности домеловых пород по результатам бурения; Δg_1, Δg_2, Δg_3, Δg_4 – аномалии силы тяжести в этих точках.

Значения a и b подставлялись в уравнение (2), решением которого определялись величины h_i и h_{i+1} (или разности между ними).

Данные расчетных и сейсмических профилей, а также материалы бурения скважин переносились на план. В результате была построена карта рельефа поверхности домеловых пород северо-восточной части Приазовья.

Разделение района на участки с характерными значениями избыточной плотности дало дополнительный материал для определения границ между структурными элементами. Если такая граница совпадает с предполагаемым нарушением, есть основание утверждать, что оно действительно существует.

Ранее нами была сделана попытка расчленить толщи земной коры на "гранитный" и "базальтовый" слои, исходя из гипотезы двухслойного однородного плотностного разреза. При этом исходными были приняты следующие положения.

Мощность покрывающих докембрийскую поверхность молодых отложений Приазовского массива весьма незначительна, поэтому следует ожидать, что аномальное гравитационное поле обусловлено в основном внутренней неоднородностью фундамента и рельефом его поверхности. На рис.I8 приведена схема рельефа поверхности докембрийских пород Северного Приазовья. Рельеф изрезан довольно прихотливо, однако его перепады варьируют в основном от I00 до 200 м. Такие перепады при избыточной плотности 0,6 – 0,7 г/см^3 могут создать гравитационные аномалии не более 2,5–6,0 мгл. Они в десять раз меньше наблюдаемых аномалий. Более того, максимальные отметки докембрийской поверхности соответствуют относительным минимумам и, наоборот, максимумы аномалий силы тяжести соответствуют относительным понижениям рельефа фундамента. В таких случаях согласно закону изостатической компенсации повышенные участки докембрийской поверхности должны быть сложены гранитоидными породами, что подтверждается геологическими данными. Следовательно, аномальное гравитационное поле в основном обусловлено внутренней структурой докембрийского основания.

У нас нет достаточно оснований и практической возможности точно разложить гравитационное поле на составляющие части, которые обусловлены границами раздела, залегающими на разных глубинах. Вместе с тем по данным ГСЗ известно, что в пределах "гранитного" и "базальтового" слоев имеется несколько границ раздела, в разной степени влияющих на характер гравитационного поля. Физическая природа сейсмических границ внутри "гранитного" и "базальтового" слоев неясна. Здесь встречаются слои с пониженными сейсмическими скоростями – волноводы.

В результате анализа плотностей горных пород верхней части кристаллического основания выделяются два типа, довольно отчетливо отличающихся между собой по плотности. К первому типу относятся основные и ультраосновные породы, ко второму – кислые и щелочные. Избыточная плотность между ними достигает 0,4 г/см^3. Осадочно-метаморфические породы близки по плотности к кислым и щелочным. Для объяснения природы границ раздела верхней части докембрийского основания у нас не было возможности достоверно установить их плотностные характеристики. Приходилось считать, что основная аномалиеобразующая плотностная граница разделяет кислые, щелочные и метаморфические породы от основных и ультраосновных.

Казалось, что о существовании этой границы раздела можно судить на основании сопоставления гравитационной и геологической схем: наиболее приподнятые блоки соответствуют максимумам силы тяжести, наиболее опущенные – минимумам. Установлено, что на наиболее приподнятых блоках Ждановской системы залегают в основном различные граниты и сиениты, отчасти мигматиты и полимигматиты, а также амфиболиты, габбро-амфиболиты и гнейсы. Из табл.II (гл.II) следует, что граниты имеют наименьшую плотность среди кристаллических пород (2,60 г/см^3), очень близки к ним по плотности сиениты (2,63 г/см^3) и мигматиты (2,6I г/см^3). Следовательно, если бы аномальное гравитационное поле было создано породами самой верхней части разреза докембрия, то Ждановская система блоков не отличалась бы среди других блоков по величине поля. Поскольку же этого нет – главная часть аномального гравитационного поля создается избыточной плотностью глубже залегающей границы раздела.

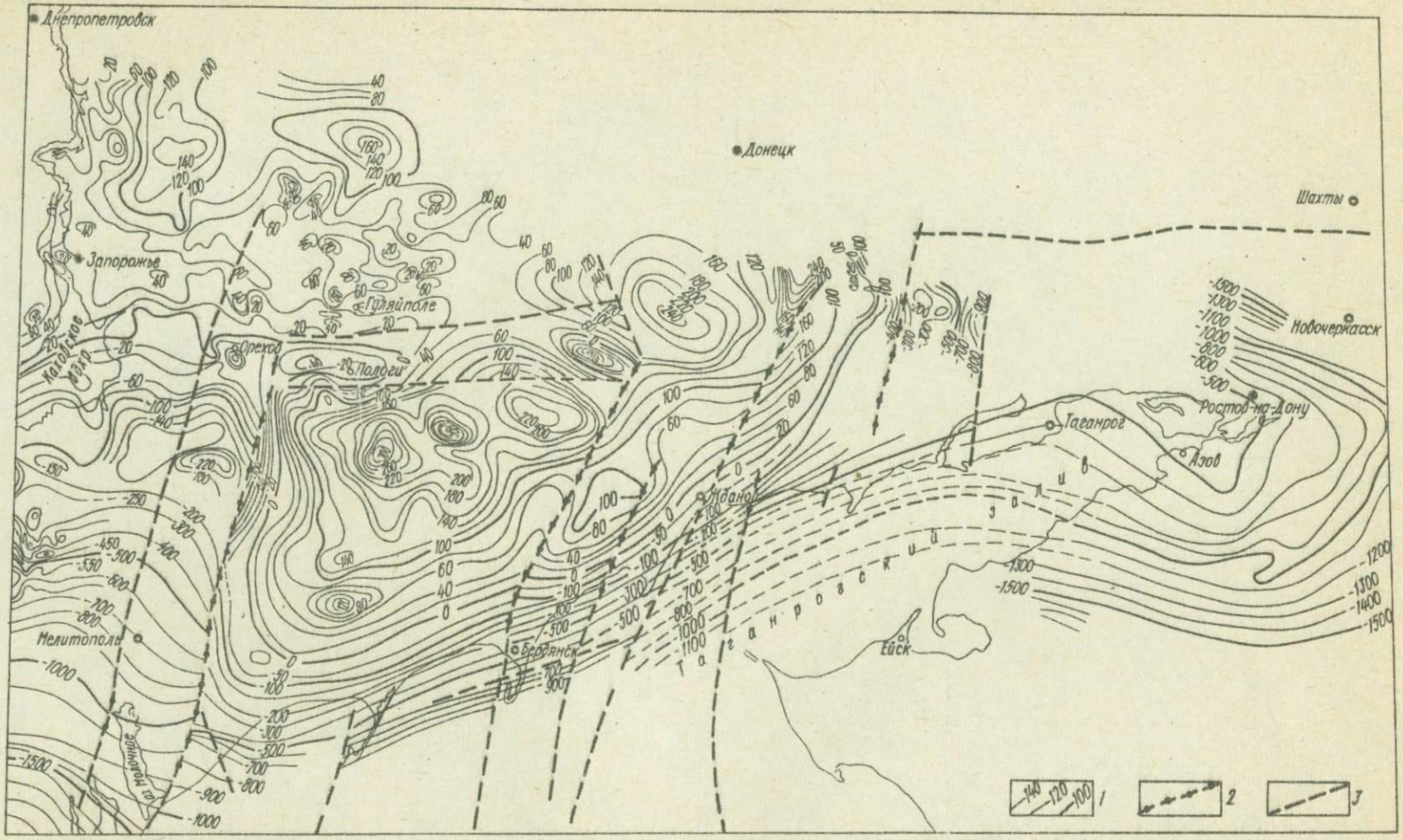


Рис. 18. Схема рельефа поверхности докембрийского фундамента Северного Приазовья (по материалам В.Б.Соллогуба, 1961):

1 – изогипсы поверхности докембрийского фундамента; 2 – тектонические нарушения; 3 – предполагаемые тектонические разломы (по данным магниторазведки, гравиразведки, электроразведки и др.).

К Ждановскюй системе блоков с севера (северо-западнее пос.Володарского) примыкает относительно опущенный блок. В верхней части раздела он сложен мигматитами, полимигматитами и отчасти гранитами. В гравитационном поле он должен был бы фиксироваться аномалиями, подобными Ждановской системе блоков. Однако поле здесь менее интенсивно.Следовательно,и здесь аномальное гравитационное поле также создается не самой верхней частью разреза,а более глубокими горизонтами,глубже залегающими границами раздела.

Юго-западнее Ждановской системы блоков расположен блок (район с.Николаевки), сложенный в верхней части мигматитами, полимигматитами, плагиогранитами, диоритами, гранодиоритами (плотность 2,60 г/см^3), отчасти гнейсами (2,78) и в значительной степени амфиболитами (2,9I), габбро-амфиболитами, перидотитами (2,99) и пироксенитами (2,99). В гравитационном поле он фиксируется значительно менее интенсивными аномалиями, чем Ждановская система, почти минимумами. Это убедительно доказывает существование границ раздела на некоторой глубине.

Можно предположить, что описанный район обладает каким-либо непонятным исключением. Однако зависимость между величинами гравитационных аномалий и плотностями пород верхней части разреза указывает на подобные соответствия в других районах Северного Приазовья.

Следовательно, данные о плотностях пород, полученные для приповерхностной части кристаллического основания, относятся к ограниченным глубинам.

Анализ гравитационного поля Приазовского массива показывает, что в пределах кристаллического основания должно быть не менее двух основных плотностных границ раздела. Кривые аномального гравитационного поля имеют очень сложный характер. Не представляется возможным выделить аномалию, создаваемую одним каким-либо блоком. Всегда накладывается влияние соседних блоков. Только в отдельных случаях можно приблизительно определить максимальное значение локальной аномалии и его абсциссу. Положение левой и правой ветвей кривых, координаты точек перегиба и других характерных точек, необходимых при интерпретации, определить или совсем нельзя, или можно весьма приближенно. Нами для сравнения и характеристики точности количественной интерпретации на разрезах приведены глубины поверхности нижнего структурного этажа, вычисленные по формулам вертикального цилиндра и вертикального сброса. Колебания глубин получились значительные.

Проведенные в последние годы на большей части Северного Приазовья глубинные сейсмозондирования позволили получить геометрию строения земной коры этого района, выделить несколько поверхностей раздела, которые могут быть идентифицированы с физическими границами. Каждый из выявленных слоев весьма неоднороден по плотности как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Есть сведения, что и верхняя мантия обладает существенной плотностной неоднородностью. Таким образом, суммарный гравитационный эффект, наблюдаемый на поверхности Земли, создается всеми этими неоднородностями. Для познания внутреннего строения Земли необходимо из этого суммарного эффекта выделить поля, создаваемые различными слоями, и затем построить геологический разрез региона. Для разделения суммарного эффекта применяются способы, которые можно рассматривать как вариации методов частотной фильтрации. Они связаны с тем, что при прочих равных условиях аномалиеобразующий объект на поверхности наблюдения занимает тем более широкую аномальную зону, чем глубже он залегает; т.е. чем глубже под поверхностью наблюдения залегает аномалиеобразующий объект, тем меньше частота аномалий, создаваемых подобными объектами. Наиболее часто применяются способы осреднения полей и пересчета их в верхнее и нижнее полупространства. Разница наблюденного и осредненного полей считается обусловленной телами верхнего структурного этажа. При разделении полей одного этажа чаще всего вычисляются высшие производные с помощью ЭВМ. Здесь также неизбежны большие ошибки и появление ложных аномалий.

Для моделирования разреза земной коры использован профиль ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (рис.I9). Результаты моделирования представлены на рис.20–22.

Гравитационные эффекты от произвольной трехмерной модели вычислялись по универсальной программе, которая составлена для подсчета гравитационного эффекта от произвольных комбинаций различных усеченных пирамид (В.И.Старостенко, 1968).

При моделировании необходимо было выяснить степень соответствия гравитационного эффекта, создаваемого разрезом по наблюдениям ГСЗ, теоретическому.

При интерпретации гравиметрических материалов по профилю Приморск (бывший Ногайск) – Сватово рассчитано несколько моделей плотностных разрезов земной коры для различных вариантов соотношений плотностей (табл.20).

Расчеты производились для моделей шириной ± 400 км по обе стороны профиля. Для приближения модели к условию бесконечности по простиранию учитывались отрезки по 1000 км от обоих концов профиля. Положение границ раздела в земной коре на этих участках принималось горизонтальным, а глубины на обоих концах определялись по данным ГСЗ.

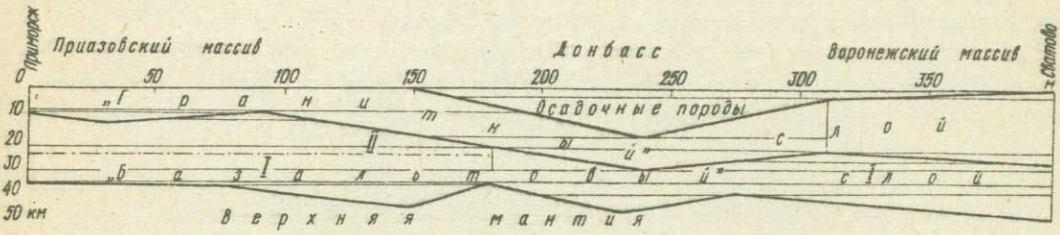


Рис.19. Схематизированный плотностной разрез по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (по материалам С.С.Красовского и др., 1968).

Таблица 20

Гравитационные эффекты моделей земной коры при различных соотношениях плотностей отдельных слоев

Модель, рисунок	Плотность слоев, г/см^3				Максимальный перепад поля, мгл
	Верхняя мантия	Базальтовый слой	Гранитный слой	Осадочный слой	
I	3,4	3,0	2,7	2,6 и 2,2	360
II	3,3	2,9	2,65	2,6 и 2,2	330
III,20	3,3	2,9 и 2,7	2,65	2,6 и 2,2	219
IУ,20	3,3	2,9 и 2,7	2,65	2,6 и 2,2	235
У,20	3,3	2,9 и 2,7	2,65	2,6 и 2,2	232
УI,20	3,I	2,9 и 2,8	2,65	2,6 и 2,2	I75
УП,2I	3,I	2,9 и 2,8	2,65	2,65и 2,2	I75
УШ,2I	3,I	2,9 и 2,8	2,65	2,70и 2,2	I75
IX,2I	3,I	2,9 и 2,8	2,65	2,75и 2,2	I75

Наблюденная кривая гравитационного поля представлена на рисунках и имеет максимальный перепад 75 мгл.

Для I модели плотности верхней мантии, "базальтового" и "гранитного" слоев соответственно составляли 3,4; 3,0 и 2,7 г/см^3, плотность осадочных отложений Донбасса – 2,6, Воронежского массива – 2,2 г/см^3. Максимальный перепад вдоль профиля для этой модели достигает 360 мгл, что почти в пять раз больше максимального перепада поля наблюденной кривой (75 мгл).

Для II модели были несколько уменьшены значения плотностей верхней мантии, "базальтового" и "гранитного" слоев. В этом случае максимальный перепад поля составляет 330 мгл, т.е. мало отличается от перепада на I модели.

Хотя плотности слоев близки к реальным, полученные результаты не соответствовали действительным. Необходимо использовать другие сочетания плотностей слоев. В главе II указывалось, что плотности наблюдаемых на поверхности горных пород значительно изменяются. Не зная истинного распределения плотностей пород на глубине, мы не можем слишком их изменять при моделировании.

Для III модели было принято, что в южной части профиля "базальтовый" слой делится на два слоя, верхний из которых должен иметь несколько пониженную плотность – 2,7 г/см^3. Это обосновано тем, что по данным ГСЗ в южной части профиля граничные скорости по поверхности Конрада отличаются от таковых в северной части, где они ти-

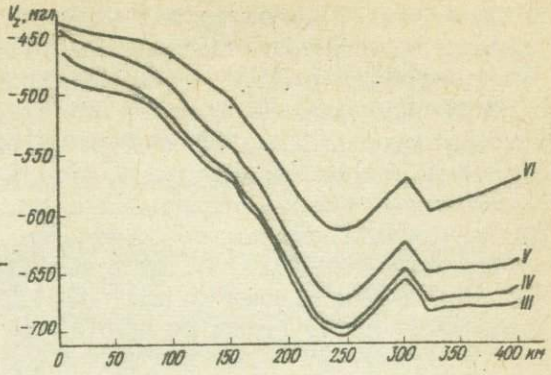


Рис.20. Кривые V_z моделирования плотностного разреза по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (по материалам С.С.Красовского и др., 1968).

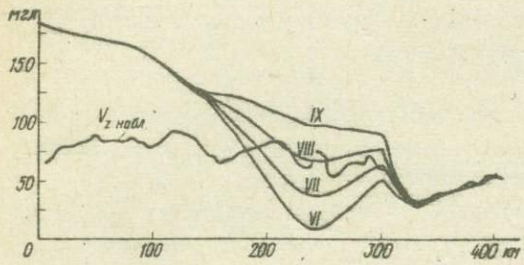


Рис.21. Кривые V_z моделирования плотностного разреза по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово при различных плотностях осадочных пород Донбасса (по материалам С.С.Красовского и др.,1968).

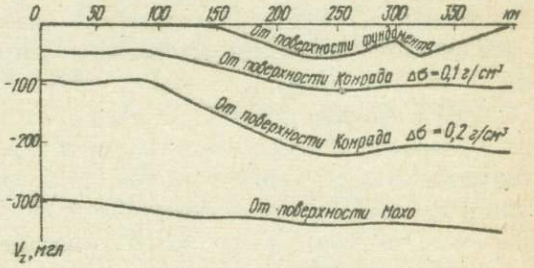


Рис.22. Кривые V_z от границ раздела земной коры по профилю Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (по материалам С.С.Красовского и др., 1968).

пичны для УШ. Решение задачи при этих условиях дает максимальный перепад поля на профиле и составляет 219 мгл. Это значительно меньше, чем в предыдущих случаях, но не соответствует реальному перепаду в 75 мгл.

Попытка уточнить плотностной разрез на тысячекилометровых отрезках профилей с обоих концов в модели IУ не дала существенных результатов. Здесь увеличение перепада поля достигает 235 мгл.

В модели У сделана попытка оценить влияние ширины среды вдоль профиля. В данном случае она была принята ± 300 км по обе стороны профиля. В результате перепад поля составил 232 мгл, т.е. уменьшение ширины полосы на ± 100 км уменьшило перепад всего на 3 мгл.

В модель УI по сравнению с моделью IУ внесены следующие существенные изменения. Плотность верхней мантии была принята равной 3,1 г/см^3, верхней части "базальтового" слоя на Приазовском массиве – 2,8, а остальной части – 2,9 г/см^3; другие параметры сохранены прежними. Перепад поля составил 175 мгл. Модель УI, как и предыдущие, показывает существенное отличие теоретических кривых для Донбасской части профиля от наблюденной. Это объясняется тем, что для моделей взяты заниженные значения плотностей осадочных пород Донбасса по сравнению с истинными. Известно, что плотности каменноугольных отложений увеличиваются за счет метаморфизма до 2,70 г/см^3 и более (см.табл.I4,I5). Поэтому для моделей УП, УШ и IX были взяты плотности осадочных отложений Донбасса соответственно 2,65; 2,70 и 2,75 г/см^3, остальные параметры моделей не изменились. Оказалось, что для донбасской части профиля наиболее близка к наблюденной кривая УШ модели. Следовательно, средняя плотность осадочных отложений Донбасса близка к плотности "гранитного" слоя и составляет 2,70 г/см^3. Эта величина является верхним пределом плотности пород карбона приповерхностной части Донбасса (см.гл.П). Следует допустить, что на больших глубинах палеозойские породы Донбасса сильнее уплотнены и метаморфизованы, чем на поверхности и среди них, видимо, должно быть немало магматических включений.

На моделях УП-IX перепад поля вдоль профиля также составил I75 мгл. Левые ветви кривых по уровню отличаются более чем на I00 мгл, причем теоретическая кривая расположена выше (см.рис.20). Это явление требует дальнейшего исследования.

Была сделана попытка вычислить гравитационные эффекты, создаваемые отдельными границами раздела: Мохо, Конрада и поверхностью фундамента (рис.22). При этом предполагалось, что все пространство от границы Мохо до поверхности Земли представлено "базальтовым" слоем с плотностью 2,9 г/см^3. Перепад поля в этом случае составил 60 мгл, а кривая повторила рельеф поверхности Мохо.

Для определения гравитационного влияния поверхности Конрада было принято, что выше этой границы залегают породы "гранитного" слоя, а ниже – "базальтового". Избыточная плотность на границе Конрада принята равной 0,2 г/см^3 (рис.22). Максимальный перепад поля на этой кривой достигает I20 мгл. При избыточной плотности на границе Конрада 0,I г/см^3 этот перепад уменьшается в два раза и равен 60 мгл. Для всех моделей плотность осадочных отложений принималась меньшей, чем плотность "гранитного" слоя (на 0,5 г/см^3 для пород Воронежского кристаллического массива и на 0,I г/см^3 для пород Донбасса).

Таким образом, попытка добиться хотя бы некоторого подобия наблюденной кривой теоретической для какой-либо модели не привела к положительным результатам. Наиболее близкое совпадение получается, если предположить, что верхняя мантия имеет плотность 3,I г/см^3, все пространство от поверхности Мохо до поверхности фундамента заполнено "базальтовым" слоем с плотностью 2,9 г/см^3, а выше залегают осадочные отложения (рис.23).

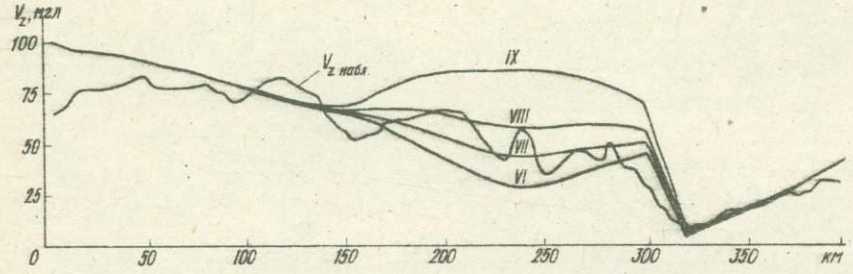


Рис.23. Кривые V_z суммарного влияния поверхности Мохо и фундамента по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (по материалам С.С.Красовского и др., I968).

Условность такого допущения очевидна. Если и наблюдается некоторое общее подобие наблюденной кривой и теоретических от моделей УП и УШ, то локальные изменения поля на наблюденной кривой не имеют соответствия на теоретических кривых, что свидетельствует о большой горизонтальной неоднородности земной коры. Следовательно, предположение о слабой горизонтальной неоднородности земной коры, из которого исходили при моделировании разреза, не соответствует действительности. Земная кора и верхняя мантия весьма неоднородны как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном. Об этом свидетельствуют различные геофизические поля и экспериментальные данные определения плотностей приповерхностной части геологического разреза. Не исключено, что существует перемежаемость слоев различной плотности; плотность этих слоев в латеральном направлении не постоянна.

К сожалению, установить истинную картину распределения плотностей в земной коре и мантии невозможно вследствие влияния суммарного гравитационного поля. На данном этапе можно только расчленить плотностной разрез, учитывая упругие свойства пород и данные сейсмических исследований (ГСЗ и др.).

По нашему мнению, в результате совместной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии, начиная с наиболее простых реальных разрезов, можно воссоздать геологический разрез земной коры в целом. Полученные таким путем зависимости между гравитационным полем, плотностными разрезами земной коры и данными ГСЗ можно затем использовать с соответствующей корреляцией на усложнение разреза, для расшифровки более сложнопо-

строенных участков земной коры. Если на достаточно длинном профиле ГСЗ можно найти несколько участков земной коры относительно просто построенных, то путем корреляции возможно отстроить разрезы на промежуточных участках профиля. К сожалению, в Северном Приазовье пока еще не выявлены эталонные разрезы земной коры, а потому и интерпретация данных гравиметрии остается проблематичной.

Идентификация геологических и геофизических признаков глубинных разломов

В настоящее время установлено, что разломы направляют и контролируют движения земной коры и определяют развитие таких геологических явлений, как магматизм, метаморфизм и рудогенез. Изучение магматических комплексов приводит к выводу о том, что разломы имеют решающее значение не только в размещении магматических масс, но и в образовании магматических очагов. В зонах разломов и смятий земной коры усиливаются процессы метаморфизма.

В данном разделе рассматривается отражение реально существующих глубинных разломов в геофизических полях. Идентификация геофизических и геологических признаков глубинных разломов дает возможность по геофизическим признакам выявлять глубинные разломы.

В.Е.Хаин считает, что глубинные разломы имеют три основных свойства: большую протяженность, значительную глубину заложения, длительность и многофазность развития. Разломы чаще всего разделяют блоки коры, отличающиеся историей развития и режимом движений. На дневной поверхности глубинные разломы проявляются в виде зон разрывных нарушений шириной иногда до нескольких десятков километров. Лишь в отдельных случаях глубинный разлом отождествляется на поверхности с конкретной тектонической линией. Еще реже можно непосредственно "видеть" глубинный разлом со всеми его характерными свойствами. Обычно наличие разлома устанавливается на местности по седиментационным, структурным, магматическим, геоморфологическим, геофизическим и другим признакам. Длительность развития глубинных разломов определяется главным образом на основании седиментационных признаков. К ним прежде всего относятся резкие изменения литологии, фациального характера и мощности осадков в определенной полосе на протяжении большей части разреза. А поскольку основным признаком глубинного разлома является длительность и многофазность развития, то изменение мощности осадков в определенной полосе должно быть весьма значительным.

Для установления разломов особое значение имеют пояса основных и ультраосновных интрузий, интрузии гранитоидов и вулканические центры, которые тяготеют к глубинным разломам. Вдоль разломов часто наблюдается заметное повышение степени гидротермального изменения пород. Во многих случаях метаморфизм в приразломных зонах настолько интенсивен, что молодые породы приобретают древний облик, превращаясь в метаморфические образования. К признакам глубинных разломов относится также линейное расположение термальных источников – очагов разгрузки глубокозалегающих пластовых вод.

В настоящее время исследованиями физических свойств горных пород приповерхностной части земной коры установлено, что по плотности они разделяются на три основных класса с такими преимущественными интервалами изменения плотности пород в классах: I,9-2,3; 2,5-2,7; 2,9-3,3 г/см^3. В первый интервал входят молодые осадочные породы мезо-кайнозоя; во второй – осадочные породы палеозоя, кислые и щелочные магматические породы, эффузивы палеозоя и осадочно-метаморфические породы; в третий – основные и ультраосновные магматические породы. Внутри интервалов плотность зависит в основном от состава и частично от возраста породы.

По магнитным свойствам породы в разных плотностных интервалах также существенно отличаются. Как правило, породы первого интервала практически немагнитны, зато породы третьего интервала имеют очень высокие магнитные свойства. Горные породы второго интервала обладают как слабыми, так и сильными магнитными свойствами. Осадочные породы палеозоя чаще всего практически немагнитны, слабомагнитны также кислые и щелочные магматические породы. Эффузивные породы в большинстве случаев силь-

но магнитны. Осадочно-метаморфические имеют повышенный общий уровень магнитности, но среди них встречаются как слабо-, так и сильномагнитные.

Следовательно, на основании приведенных сведений об общем распределении плотности и магнитных свойствах пород, априори можно определить, какие характерные признаки гравитационного и магнитного полей следует ожидать в той или иной конкретной геологической обстановке, т.е. можно установить геофизические признаки, по которым должны определяться глубинные разломы.

Если, по данным В.И.Хаина, глубинные разломы разделяют блоки земной коры, отличные по истории развития и режиму движений, а анализ литологического состава, фаций и мощностей показывает, что они существенно различны по обе стороны разлома, то можно утверждать, что разными будут не только характер распределения гравитационного и магнитного полей над этими блоками, но и их мозаичность. Следовательно, полоса, отделяющая области полей разной мозаичности, будет соответствовать глубинному разлому, разделяющему блоки. Эти области могут отличаться конфигурацией аномалий и их уровнем, простиранием осей аномалий и преимущественных направлений изодинам полей. Полосе перехода от одного блока к другому (глубинному разлому) должны быть свойственны интенсивные гравитационные ступени.

Поскольку, по В.И.Хаину, для установления разломов особое значение имеют магматические признаки – пояса основных и ультраосновных интрузий, интрузии гранитоидов и вулканические центры, а во многих случаях и метаморфизм в приразломных зонах, – то ясно, что глубинные разломы должны фиксироваться в магнитном поле протяженными магнитными ступенями, полосовыми магнитными аномалиями и цепочками интенсивных изометрических магнитных аномалий, а в гравитационном – гравитационными ступенями.

Рассмотрим эти зависимости на конкретных глубинных разломах, т.е.определим ступень унификации геологических признаков глубинных разломов, их однозначность.

Р.А.Жуков, изучая тектогенез и глубинные разломы, пришел к выводу, что магматические образования в структуре верхних этажей земной коры наиболее убедительно свидетельствуют о наличии глубинных разломов. Это особенно относится к эффузивам основного состава. Крупные линейно вытянутые тела гранитов размерами до сотен километров сопровождают разломы. Ясно, что в магнитном и гравитационном полях такие разломы будут фиксироваться линейными магнитными и гравитационными аномалиями.

А.И.Суворов, описывая основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии, отмечает следующие их геологические признаки. Почти все разломы связаны с магматическими очагами, их зоны вмещают различные продукты магматической деятельности. В разломах джалаир-найманского и чингизского типов обычны тела основных и ультраосновных интрузий. Здесь же нередко наблюдаются линейно вытянутые тела гранитов и эффузивы.

По некоторым разломам выделены ультрабазитовые пояса. В зонах актасского типа, где вместо одного протяженного сместителя имеется густая сеть прерывистых разломов, главная роль принадлежит небольшим телам гранитоидов и эффузивам смешанного состава. Основные и ультраосновные породы встречаются редко и связаны с древними, уже залеченными швами. Породы надвиговых зон рассланцованы, а местами сильно метаморфизованы. Развитие крупных надвиговых структур вызывает сближение литофаций и перекрытие одних структурно-фациальных зон другими, что позволяет предполагать их очень большую амплитуду.

Для сбросов и взбросов типа Челико-Кеминского, Центрально-Терскейского, Северо-Иссыккульского, Южно-Ферганского, Туркестанского и Зеравшанского характерно вертикальное движение крыльев с амплитудой до нескольких километров. Сместители разломов преимущественно вертикальные или круто наклонены к северу и югу и везде сопровождаются узкими полосами брекчированных или рассланцованных пород, шириной 300–400 м. Разломы с вертикальными смещениями крыльев служат границами структурно-фациальных зон. Одновременно они являются палеогеографическими границами. Многие разломы такого типа контролируют магматизм.

В Северном Тянь-Шане все известные коренные выходы герцинских интрузивных пород находятся в пределах относительно узких линейно вытянутых зон. Интрузии лейкократовых гранитов расположены вдоль разломов Центрально-Терскейской, Чилико-Кеминской и других зон. Палеозойские и докембрийские интрузивные тела основного состава пространственно тяготеют к разломам Чилико-Кеминской и других зон. Эти разломы служили каналами излияния кайнозойских базальтов. По крупным вертикальным разломам типа сбросов и взбросов на дневную поверхность вынесены магматические продукты самого различного состава, главным образом основного и ультраосновного. Тела этих пород вытянуты вдоль разломов, так как породы надвиговых зон зачастую сильно метаморфизованы. Подобные разломы в магнитном поле должны отмечаться системами интенсивных полосовых и изометрических магнитных аномалий большой протяженности. Вертикальные движения крыльев сбросов и взбросов по разломам с амплитудами до нескольких километров позволяют предполагать, что подобные разломы в гравитационном поле проявляются интенсивными, выдержанными по простиранию и протяженными гравитационными ступенями и являются границами областей, различных по мозаичности, интенсивности, простиранию аномалий гравитационного и магнитного полей.

В.П.Горский (1964), изучая роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон Северного Урала, отмечает, что разломы отчетливо фиксируются цепочками гипербазитовых интрузий, резкой сменой мощностей и фаций большинства известных палеозойских отложений. Некоторые разломы выделяются по устойчивой границе между сушей и морем в девоне, карбоне и перми, по резкой границе между разными фациями, по мощности палеозойских отложений, по границе между существенно различными типами складчатости, по вулканогенным толщам, выходящим на дневную поверхность в виде узких полос на границе двух зон. Места пересечения двух разных направлений наиболее подвижны и проницаемы. К этим местам приурочены сильная дислоцированность пород и интенсивный магматизм и метаморфизм.

Поэтому следует считать, что в магнитном поле разломы будут фиксироваться протяженными цепочками интенсивных линейных и изометрических магнитных аномалий, а резкая смена мощностей палеозойских отложений по обеим сторонам разломов позволяет предполагать наличие интенсивных, выдержанных и протяженных гравитационных ступеней. Разломы, являясь структурно-фациальными границами, а также разделяя существенно различные типы складчатости, в то же время служат границами областей магнитного и гравитационного полей разных характеристик (величины, интенсивности и простирания аномалий).

На примере глубинных разломов Алтае-Саянской области А.Л.Додин (1964) выделил три категории разломов.

К первой относятся краевые разломы, разграничивающие платформы и геосинклинали, например Главный Саянский разлом, расположенный на границе Сибирской платформы и байкалид Восточного Саяна. Это структура длительного развития. Его многофазность доказана фактическим материалом. В первой фазе архейские гнейсы и карбонатные породы в зоне разлома превращены в ультрамилониты и диафториты. Среди них размещены линейно вытянутые массивы гнейсо-гранитов. Во второй фазе в раннем протерозое разлом разграничивает области с разными условиями осадконакопления: восточнее происходило накопление терригенных и карбонатных осадков мощностью до 1000-1500 м, перешедших впоследствии в гнейсы и мраморы, западнее накапливалась мощная толща терригенных и карбонатных осадков и изливались эффузивы, также превращенные в гнейсы и амфиболиты. Вдоль разлома встречаются линейно вытянутые штоки ультраосновных и основных пород, превращенных в серпентиниты и амфиболиты. В третью фазу разлом разграничивал различные структурно-фациальные зоны. В отдельных местах проявились трещинные излияния основных и средних лав. В позднее протерозойское время произошло внедрение пород основного и гранитоидного комплексов. Их массивы образовали крупный гранитоидный пояс, вытянутый в северо-западном направлении вдоль основных швов разлома от оз.Байкал до северной границы Восточного Саяна и далее в области Енисейского кряжа. В девонское время по разлому происходили излияния средних и кислых

лав. В юрское время на отдельных участках юрские отложения сохранились в опущенных блоках Главного Саянского разлома. Неогеновые базальты трещинного типа вдоль отдельных участков разлома указывают на обновление его в этот период.

Ко второй группе относятся внутригеосинклинальные разломы, разделяющие разные структурно-фациальные зоны: Китойский, Саяно-Тувинский, Иско-Канский и Терсинский. К последним двум приурочены гранитоидные массивы.

Третья группа включает разломы, находящиеся на границе различных геосинклинальных областей. Сюда относится Восточно-Саянский разлом, расположенный на границе байкалид Восточного Саяна и каледонид Алтае-Саянской геосинклинальной области.

Основными признаками выявления глубинных разломов Алтае-Саянской геосинклинальной области в геофизических полях являются полосы, разделяющие зоны с различными характеристиками гравитационного и магнитного полей. К таким характеристикам относятся разная степень мозаичности полей по обе стороны разлома, различные интенсивности аномалий, их величина и ориентировка осей аномалий. К подобным разделяющим полосам приурочены полосовые и изометрические магнитные аномалии и интенсивные гравитационные ступени, вытянутые на большие расстояния и выдержанные по простиранию. Полосы соответствуют глубинным разломам.

По данным В.Л.Масайтиса (1964), изучавшего разломы Сибирской платформы, структурный шов между Алданской и Становой системами (Становой разлом) выражен на дневной поверхности зоной интенсивной милонитизации и катаклаза, движения по которой продолжаются и в настоящее время. Разломы или зоны разломов были естественными границами крупных структурных элементов (синеклиз, антиклиз, прогибов и т.д.). В геофизических полях они должны отмечаться узкими полосами пониженных значений аномального гравитационного поля ("гравитационные каналы", "гравитационные ложбины"), а также "каналами" и "ложбинами" в геоэлектрическом поле. Вдоль этих полос должны наблюдаться протяженные гравитационные ступени, выдержанные по простиранию вдоль разлома. Возможны также линейные и изометрические магнитные аномалии (в случае внедрения по разлому магнитных интрузивных пород). Следует ожидать, что характеры гравитационного и магнитного полей по обе стороны от разлома будут преимущественно различными, так как разлом разграничивает структурно-фациальные области с разными режимами тектонических движений.

Изучая размещение глубинных разломов на востоке СССР, Л.И.Красный (1964) установил, что среди материковых глубинных разломов Дальнего Востока выделяются древние структурные швы, сложенные основными породами, которые претерпели метасоматические изменения на значительной глубине. Примером такого разлома служит Южно-Тукурингрский, вдоль которого на протяжении более 200 км выходит на дневную поверхность узкая полоса габбро-диоритов. На стыке Алданского щита и протерозоид Становика-Джугджура известен другой древний разлом, к которому приурочены внедрение и метасоматическая переработка образований габбро-анортозитового состава.

С более молодыми разломами фемического типа связаны протяженные зоны габбро-диабазового состава. По окраинам платформенных структур или в погружениях внутри их преобладают дайковые серии. Протяженные древние разломы отмечаются вдоль южного и северного ограничений протерозоид Становика-Джугджура, восточного обрамления Колымского срединного массива, западной окраины Сетте-Дабана и других структур. Эти разломы не всегда сопровождаются ясно выраженными магматическими образованиями, но обычно четко прослеживаются линейными зонами и полосами дробления, а также проявлениями кремне-калиевого и в меньшей степени натриевого метасоматоза. Мезозойские гранитоидные интрузии востока СССР связаны с разломами глубинного заложения. Четко установлена связь магматических образований с разрывными нарушениями северо-востока СССР.

Л.И.Красный предлагает называть структурными швами глубинные разломы, проницаемые для магматических расплавов или образующие локальные, но достаточно протяженные (до сотен километров) зоны глубинных метасоматических преобразований.

На основании данных Л.И.Красного, следует считать, что описанные типы глубинных

разломов в геофизических полях будут фиксироваться такими признаками: интенсивными и протяженными полосовыми магнитными аномалиями, протяженными цепочками интенсивных изометрических аномалий, гравитационными ступенями, "каналами" и "ложбинами", полосами, разделяющими по степени мозаичности аномальные гравитационные и магнитное поля.

В.М.Терентьев детально рассмотрел Джугджурскую зону глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. Он считает, что эта зона разломов имеет все специфические особенности структур глубокого заложения. Ее отличают длительный период геологического развития, многократные проявления мощных и контрастных тектонических движений с возникновением протяженных зон дробления и рассланцевания, широкое развитие разновозрастного магматизма с формированием цепочек батолитоподобных и малых интрузивных тел и специфических структур вулканических поясов, интенсивный дислокационный метаморфизм, сопровождаемый региональным кремне-кали-натриевым метасоматозом. Длина зоны более 1000, ширина 80-100 км. В течение длительного времени Джугджурская зона располагалась на стыке областей с резко различными градиентами тектонических движений.

Краевой Билякчанский глубинный разлом фиксируется цепочкой малых интрузивов по восточному борту Аллах-Юнского синклинория. Ширина разлома 10-25 км. Он образован серией сближенных разрывов субмеридионального простирания с многочисленными более мелкими оперяющими и параллельными нарушениями. Большинство разрывных структур представляют собой крутопадающие (70-80°) к востоку взбросы с амплитудами смещения от нескольких сотен метров до 5-6 км и более. Отдельные разрывы проявлены на поверхности в виде мощных (сотни метров) зон дробления и рассланцевания, состоящих из типичных милонитов или брекчий вмещающих пород. В районе распространения мезозойских эффузивных покровов глубинный разлом устанавливается по развитию кулис пологих взбросов и сбросов и зон трещиноватости, иногда залеченных дайками верхнемезозойских и кайнозойских интрузивных пород. Будучи тектонически ослабленной зоной, Билякчанский глубинный разлом в течение длительного времени был важнейшей магмо- и рудоконтролирующей структурой. Особенно хорошо представлены интрузивные тела мезозойских комплексов, которые в южной части разлома группируются в широкие полосы и узлы и нередко отличаются крупными размерами.

В Центрально-Джугджурском глубинном разломе локализовано несколько крупнейших анортозитовых и габбро-амфиболитовых массивов. Контактные поверхности в большинстве круто наклонены (60-80°) в сторону кристаллического щита и представляют собой тектонические плоскости. Вдоль разлома ориентирован протяженный пояс интрузивов позднепалеозойского и мезозойского комплексов. При этом мезозойские интрузивные тела локализуются в несколько цепочек, каждая из которых сопровождает крупное тектоническое нарушение. В зоне глубинного разлома широко развиты процессы региональнодислокационного метаморфизма, проявления которого тесно связаны с "жизнью" многочисленных крупных разрывных нарушений. Разлом фиксируется в виде мощной зоны трещиноватости, милонитов и диафторитов, развивающихся по анортозитам, терригенным синийским породам и палеозойским габброидам.

По определению В.М.Терентьева, глубинные разломы представляют собой категорию долгоживущих линейно протяженных структур глубокого заложения и значительной мощности, характеризующихся закономерным интенсивным проявлением разновозрастного магматизма и метаморфизма; сочетанием гетерогенных блоков, отличающихся различными градиентами тектонических движений; зональностью строения как в продольном, так и поперечном направлениях.

Совершенно ясно, что разломы такого типа в магнитном и гравитационном полях будут отмечаться достаточно однозначно гравитационными ступенями (амплитуды вертикальных смещений достигают 5-6 км), гравитационными "каналами" и "ложбинами" (протяженные зоны дробления и рассланцевания шириной до 100 км), цепочками изометрических магнитных аномалий (широко развит магматизм малых интрузивных тел и структуры вулканических поясов).

Другой исследователь, В.В.Жданов (1964), считает, что генетическая связь процессов магматизма с зонами глубинных разломов несомненна. Это подтверждается локализацией интрузивных и экструзивных магматических образований вдоль глубинных разломов. Примеры развития геосинклиналей и связанных с ними глубинных разломов отчетливо указывают на закономерную смену во времени основного и ультраосновного магматизма средним и кислым.

Определяя роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Саянской области и распространение в их пределах магматических образований, Т.Н.Иванова (1964) указывает, что разломы перидотитового уровня ограничивают различные фациальные зоны и, как правило, опоясывают разные блоки докембрийских образований, разделяя области неодинаковой мобильности и разнонаправленного развития. Наблюдаемые "рои" даек свидетельствуют о наличии в районе структур типа глубинных разломов, которые на поверхности фиксируются концентрацией мелких тел габбро-диабазового состава. Т.Н.Иванова считает, что к категории глубинных относятся только разломы, которыми ограничены различные длительно развивающиеся структурно-фациальные зоны в пределах подвижного пояса южной части Алтае-Саянской области, и различающиеся степенью мобильности в разные эпохи своего развития, фациальным характером осадочных или эффузивно-осадочных толщ, общим характером магматизма.

Разломы таких типов в магнитном поле проявляются полосами аномального магнитного поля, резко отличного от магнитного поля по обеим сторонам полос. В пределах полос магнитное поле представлено интенсивными полосовыми и изометрическими аномалиями. А разломы типа Алтае-Саянской области также отмечаются гравитационными ступенями и разделяют районы с различной ступенью мозаичности гравитационного и магнитного полей (разломы разграничивают разные структурно-фациальные зоны разной мобильности) или области развития аномалий разных интенсивности, размеров и простирания осей.

По данным В.А.Рудника и Л.М.Алексеева (1964), в зоне Южно-Тукурингрского глубинного разлома на Дальнем Востоке локализован огромный многофазный зейско-депский интрузивный комплекс. В пределах развития разлома установлены мощные зоны милонитизации и рассланцевания двух взаимно противоположных направлений. В конце мезозоя в зоне разлома возникли нарушения, которые фиксируются дайками и мелкими телами габбро-диоритов, а затем произошло излияние эффузивов трещинного типа среднего и реже основного состава. Палеоген-неогеновые движения привели к тому, что отложения этого возраста залегают на разных гипсометрических уровнях на крыльях разлома, имеют различную мощность, а в приподнятом блоке часто вовсе отсутствуют.

По Усть-Гилюйскому глубинному разлому метаморфические сланцы тукурингрского комплекса контактируют с нижнепротерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами станового комплекса. Мощные зоны милонитизации, развитые вдоль контакта, совершенно определенно фиксируют надвиг. Видимая мощность зон милонитизации в лежачем крыле надвига достигает 5, а в висячем – 2-3 км. Протяженность их более 100 км. Амплитуда смещения крыльев разлома 8-10 км, на что указывают мощность метаморфических сланцев тукурингрского комплекса (не менее 8 км) и резкое различие в характере метаморфизма соприкасающихся пород. С зоной милонитизации и рассланцевания пространственно связаны и более крутопадающие разломы, которые фиксируются интрузиями габбро-диоритов и образованием вулканогенных и гипабиссальных интрузивных пород. Молодой субширотный Усть-Гилюйский сброс определяется мезозойскими штокообразными интрузиями габбро-диоритов, диоритов и микродиоритов, дайками среднего и основного состава и прослеживается к востоку и западу на несколько сотен километров. Инарогдинская зона разлома устанавливается по милонитам. Видимая мощность зоны милонитизации достигает 15 км, протяженность не менее 100 км. Другие крупные разломы также отмечаются зонами милонитизации и кремне-калиевого метасоматоза. Помимо основных зон разломов в пределах гнейсов и кристаллических сланцев обнаружены многочисленные маломощные и невыдержанные по простиранию зоны милонитизации и рассланцевания также субширотного простирания.

Особенности геологического строения описанных зон указывают на глубинный характер их заложения, длительность развития и огромную протяженность, что позволяет рассматривать их как зоны глубинных разломов. Породы в зависимости от первичного состава и интенсивности метаморфизма превращены в милониты, филлониты, милонитовые и диафторитовые сланцы. Разломы служили подводящими каналами для неоднократного разновозрастного проявления интрузивного и эффузивного магматизма. О глубинном характере разломов свидетельствуют амплитуды смещения по ним, превышающие 10–15 км, и внедрение по разломам пород интрузивного комплекса.

Глубинные разломы типа разлома хребта Южно-Тукурингрского в геофизических полях фиксируются протяженными и интенсивными гравитационными ступенями (амплитуды смещений крыльев иногда превышают 15 км), полосами изометрических и протяженных магнитных аномалий (внедрение по разломам даек и излияние эффузивов трещинного типа, штокообразные интрузии), гравитационными "каналами" и "ложбинами" (зоны милонитизации и рассланцевания) и различным характером полей по сторонам разлома.

Рассматривая глубинные разломы и закономерности интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных интрузивных пород, Л.С.Егоров (1964) отмечает, что положение этой магматической провинции обусловлено пересечением субширотной и субмеридиональной зон глубинных разломов. По закономерному простиранию линейных полей щелочно-ультраосновных даек и разрывных нарушений, цепочкообразному расположению центральных интрузий, закономерному размещению локальных пиков и узким протяженным полосам положительных магнитных аномалий такие разломы, по вполне обоснованному мнению Л.С.Егорова, можно отнести к глубинным. Они должны фиксироваться в гравитационном поле интенсивными и протяженными ступенями.

По данным В.А.Фадеева (1964), щелочные и субширотные базальты приурочены к зоне Горбиачинского глубинного разлома фундамента северо-западной части Сибирской платформы и отмечаются аномальным гравитационным полем.

В северо-восточной части Забайкалья к глубинным разломам на поверхности приурочены цепочки массивов гранитов, повышенная трещиноватость и развитие гнейсов в зонах смятия, а также локализация малых интрузий, покровов эффузивов и туфогенно-осадочных отложений депрессий.

Е.А.Радкевич, И.Н.Томсон и Н.В.Горлов (1956) ввели новое понятие о тектонических разрывных нарушениях типа зон повышенной трещиноватости. Они указывают, что зоны повышенной трещиноватости являются отражением глубинных расколов и ведут себя как унаследованные разрывные нарушения, которые в верхних структурных этажах проявляются в сравнительно слабой форме в виде мелких трещин. Эти зоны простираются на десятки и сотни километров при ширине 5–8 км. В.Д.Скарятин установил такую субмеридиональную зону на северо-востоке Кавказа, к которой приурочены нефтепроявления. Подобным зонам здесь соответствуют прямолинейные участки эрозионной сети и прямолинейные уступы, вызванные образованием трещин и разрывных смещений.

В гравитационном поле такие глубинные разломы фиксируются выдержанными сравнительно неширокими полосами относительных минимумов силы тяжести (вследствие разуплотнения вещества в зонах трещиноватости).

В.В.Коптева и И.Г.Щерба (1963), изучая особенности зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория, пришли к выводу о тесной связи магматических проявлений с разломами. Наиболее четко устанавливается связь субвулканических интрузий с нарушенными участками. Такие участки либо вытянуты параллельно крупным разломам, либо располагаются вдоль них в виде кулис. Например, трахилипарит-порфиры гор Сарноба залегают в виде даек и штоков, располагаясь параллельно разрывным нарушениям. Образование камерного пространства даек происходило в результате энергичного растяжения трещин и заполнения их трахилипарит-порфиром. Природа штоков та же, что и даек: они занимают камерное пространство, образовавшееся в результате раздвигания стенок крутых разломов.

На территории юга европейской части СССР установлено несколько глубинных зон нарушений, по которым можно сопоставить геологические и геофизические признаки.

Одна из них, так называемая Южно-Донбасская, протягивается в виде 20-30-километровой полосы от Днепра на западе до Дона на востоке и далее соединяется с Сало-Манычским разломом. На различных участках эта зона выражена по-разному, но на значительной части своего простирания представляет собой довольно глубокий ров, заполненный меловыми и более молодыми осадками.

Из геологических признаков глубинности разломов для этой зоны следует отметить: большую протяженность (сотни километров), значительную ширину (20-30 км), длительную историю развития (от девона до позднего мела), структурно-фациальные признаки пород (от докембрия до мела), развитие вулканизма и метаморфических процессов в девоне (бассейн Мокрой Волновахи и междуречье Кальмиуса и Мокрого, Сухого и Грузского Еланчиков) и среднем карбоне (Шахтинский, Несветайский, Грушевский районы южного Донбасса).

Из геофизических признаков Южно-Донбасской зоне свойственны резкий переход магнитного поля от интенсивного положительного в области развития докембрийских пород до слабоотрицательного над каменноугольными породами Донбасса; к ней приурочены довольно интенсивные полосовые и изометрические магнитные аномалии. Зона разломов с северного и южного бортов характеризуется интенсивными гравитационными ступенями взаимопротивоположного направления; в самой зоне развиты протяженные гравитационные минимумы, разделенные относительными максимумами; минимумы вытянуты вдоль зоны разлома. С областями гравитационных минимумов пространственно совпадают максимумы геоэлектрических проводимостей (минимумы геоэлектрических сопротивлений). Это свидетельствует о значительной глубине залегания домеловых пород в зоне разлома по сравнению с ее бортовыми частями.

На западе Приазовского массива расположена зона глубинных разломов, структурное положение которой еще не установлено. Одни авторы называют ее Павлоградско-Орехово-Азовской (южная часть Донбасса - западная граница Приазовского массива - Азовское море - Феодосия), другие - Орехово-Павлоградским линеаментом (Донбасс - Симферополь). Это объясняется отчасти слабым использованием геофизических (в основном) и геологических признаков выделения глубинных разломов, а главным образом слабой геологической и геофизической изученностью этой зоны (особенно к северу и югу от Приазовского массива). Но на участке между Азовским морем и Донбассом ее положение устанавливается достаточно однозначно. Протяженность зоны здесь более 200 км, ширина несколько десятков километров.

Зона выделяется по следующим геологическим признакам: различным структурно-фациальным условиям как между структурными элементами по обе стороны от глубинной зоны, так и между структурными элементами самой зоны и прилегающих с боков территорий; широкому развитию в зоне мощных излияний основных лав, образовавших толщи метабазитов, которые интенсивно метаморфизованы. Степень метаморфизма горных пород архейского и протерозойского возраста указывает на длительность развития зоны глубинных разломов. Встречаются здесь также интрузивные и жильные породы архейского и протерозойского возраста. Отсутствие молодых магматических образований, свидетельствующих о слабой магматической активности разлома в послепротерозойское время затрудняет выделение глубинных разломов. Но поскольку подобная активность существовала ранее, нет основания не выделять глубинного разлома.

К геофизическим признакам зоны относятся: резкое отличие характера магнитного поля в зоне и прилегающих по сторонам территории как по простиранию аномалий, так и по степени мозаичности; наличие весьма интенсивных вытянутых, узких и протяженных, а также интенсивных изометрических магнитных аномалий; широкое развитие довольно интенсивных гравитационных ступеней, четко совпадающих с полосовыми магнитными аномалиями и цепочками изометрических; различие в характерах гравитационных полей по обе стороны от разлома.

Мощные зоны глубинных нарушений субмеридионального простирания Среднего Приднепровья пространственно и по времени развития совпадают с установленными здесь синклинориями (Корсакским, Орехово-Павлоградским и др.), т.е. относятся к архею-

протерозою. Можно сделать вывод, что синклинории являются продуктами развития зон глубинных разломов, а их структурные элементы – отражением контрастных движений отдельных блоков глубинных разломов. Эта точка зрения совпадает с предложенной С.И.Субботиным теорией образования структурных элементов земной коры, по которой геосинклинальные области развиваются на месте глубинных разломов и параллельно с ними.

Рассмотрим еще зону глубинных нарушений, простирающуюся субмеридионально в междуречье Кальмиус-Грузской Еланчик и включающую Кальмиусскую и Грузскоеланчикскую зоны. На основании геофизических данных она прослеживается от Керченского полуострова на юге до Южного Донбасса на севере. Для этой зоны свойственны такие геофизические признаки: резкое изменение характера магнитного поля вдоль Грузского Еланчика (восточнее оно сравнительно слабое и спокойное), беспорядочное простирание осей аномалий (западное – интенсивное, с резко выраженной знакопеременностью); хорошо выражена линейность аномалий с субширотным простиранием осей, на Азовском море ориентировка осей полосовых аномалий приобретает субмеридиональное направление, но здесь также много аномалий, ориентированных субширотно; на всем пространстве от Донбасса до Керченского полуострова гравитационное поле имеет весьма протяженные и интенсивные гравитационные ступени субмеридионального простирания, но на Азовском море широко развиты гравитационные ступени субширотного простирания, возможно даже чаще, чем субмеридионального.

Характер полей объясняется разнонаправленностью движений по этому глубинному разлому в разные периоды геологической истории и наложением тектонических движений других направлений. Если в Приазовском массиве докембрийские породы по обеим сторонам Грузскоеланчикской зоны глубинных нарушений, видимо, не имеют существенного структурно-фациального различия, а только на восточном крыле они опущены до глубин более 500 м, то меловые отложения не только резко увеличивают свою мощность к востоку от Грузского Еланчика, но также меняются и по фациальному составу. В Азово-Кубанском прогибе на рассматриваемую зону глубинных нарушений наложились движения субширотного простирания, сформировавшие этот прогиб.

Геологическим признаком, позволяющим отнести рассматриваемую зону нарушений к глубинным, является приуроченность к ней Кальмиусского и Еланчикского протерозойских щелочных массивов сиенитового комплекса, которые считаются массивами разломного типа. Их верхняя возрастная граница не выходит за предел позднего девона. Граносиениты Восточного Приазовья, по данным И.Д.Царовского, приурочены к крупным разломам субмеридионального простирания. По материалам Г.Л.Кравченко, в нижнем течении р.Кальмиуса зоне разломов соответствует довольно обширная область распространения дайковых пород. По результатам А.Д.Кудели, в устье р.Мокрой Волновахи амплитуда вертикальных перемещений пород по бокам Кальмиусского разлома достигает 2000м.

По определениям плотностей каменноугольных пород Донбасса, изоденсы пород как нижнего, так и среднего карбона вдоль глубинного разлома резко смещены. На западном крыле разлома развиты менее плотные породы, чем на восточном. Это свидетельствует о большой мобильности структурных элементов восточнее разлома в последевонское время. Следует считать, что именно эта зона глубинных нарушений является восточной границей собственно Приазовского массива.

Мы рассмотрели большое количество самых различных глубинных разломов, отличавшихся как по возрасту, так и по характеру проявления, и можем достаточно определенно идентифицировать их геологические и геофизические признаки. Эта идентификация сводится к весьма ограниченному количеству геофизических признаков, адекватных признакам геологическим и однозначно свидетельствующих о наличии глубинных разломов.

Глубинные разломы следует изучать не путем установления все новых и новых признаков для подтверждения их существования, а выявлением по геофизическим признакам и последующим определением их геологических характеристик. Это дает возможность классифицировать глубинные разломы и устанавливать их различия в зависимости от особенностей проявления. Геологическое изучение носит дискретный характер, тогда

как геофизические методы дают интегральный результат. По этой причине геофизические данные в той или иной мере всегда абстрагированы больше от влияния частностей, чем геологические. Геофизические признаки отражают наиболее существенные свойства глубинных разломов, по которым можно разделить глубинные разломы на категории (классы).

Важными геофизическими признаками глубинных разломов являются линейно вытянутые интенсивные магнитные аномалии или протяженные цепочки интенсивных изометрических магнитных аномалий, интенсивные и протяженные гравитационные ступени; сюда же относятся четкие и протяженные полосы, разделяющие области, резко отличные по характеру и уровню гравитационного и магнитного полей (линии, соответствующие границам раздела различных структурно-фациальных зон). Если нет главных признаков, вероятность существования глубинного разлома весьма сомнительна.

В.А.Апродов (1964) в одной из работ предлагает свою структурно-геотектоническую классификацию глубинных разломов, основанную на геологических признаках. Не вдаваясь в анализ достоинств этой классификации, нужно отметить, что геофизические признаки могут быть положены в основу классификации глубинных разломов.

Следует подчеркнуть, что в областях с мощной толщей молодых отложений, перекрывающих древние разломы, геофизические признаки - единственные для обнаружения таких разломов. В значительной степени это относится и к разломам на щитах, которые усложнены послеразломными геологическими процессами, а поэтому очень трудно поддаются расшифровке с помощью прямых геологических признаков.

Г л а в а У. ТЕКТОНИКА ПРИАЗОВСКОГО МАССИВА И НЕКОТОРЫХ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Глубинные разломы

В предыдущей главе не определено достаточно исчерпывающее понятие "глубинный разлом". На наш взгляд наиболее правильным было бы считать, что г л у б и н н ы й – это разлом, заложенный на глубине, равной некоторой исходной или большей, например, на глубине залегания поверхности Мохо. Такие разломы должны закладываться в мантии и их развитие определяется процессами, происходящими в ней. Всякая более дробная классификация глубинных разломов обусловлена их свойствами (приуроченностью интрузий, метаморфизмом приразломных зон и др.). На основании геофизических и геологических признаков глубинных разломов мы пытались выявить те из них, которые заложены глубже поверхности Мохоровичича, т.е. проникают на земную поверхность из мантии.

По признакам разрывных нарушений в геофизических полях (главным образом гравитационном и магнитном и отчасти геоэлектрическом) была построена схема тектоники Приазовского массива (Собакарь, 1964, рис.1). Некоторые исследователи считают, что разломы на ней слишком прямолинейны и, кроме того, их чрезмерно много.

Выше уже отмечалось, что в последние годы на территории Северного Приазовья выполнено несколько профилей ГСЗ. Существует мнение, что ГСЗ дают нам более достоверные сведения о наличии и местоположении глубинных разломов. Поэтому мы проводим сопоставление разломов, выявленных нами на основании их признаков в гравитационном, магнитном и отчасти геоэлектрическом полях, и разломов, выявленных по сейсмическим данным (рис.1, 24–27).

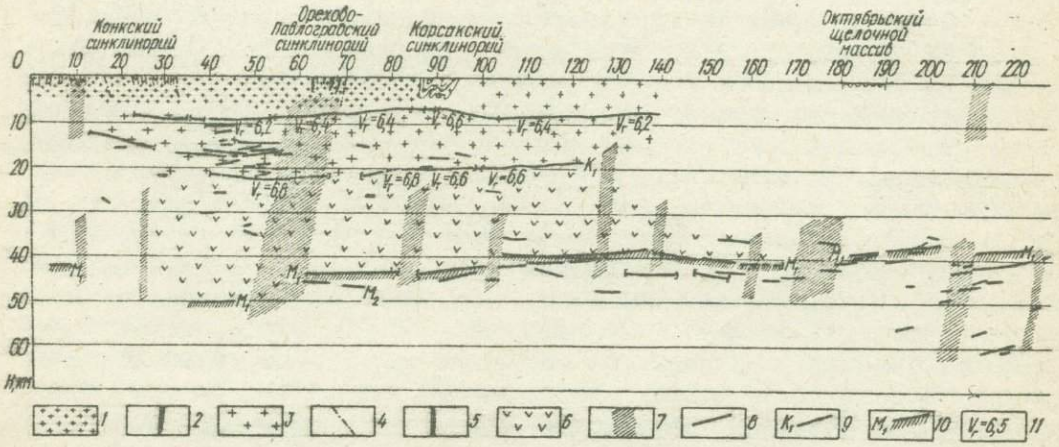


Рис.24. Фрагмент сейсмического разреза земной коры по профилю Таганрог–Кировоград (УП–УП') (по материалам В.Б.Соллогуба и А.А.Трипольского, 1969):

I – мигматиты и граниты; 2 – серпентиниты; 3 – "гранитный" слой; 4 – зона тектонического нарушения; 5 – глубинный разлом по геологическим данным; 6 – "базальтовый" слой; 7 – глубинный разлом по сейсмическим данным; 8 – сейсмическая граница; 9 – поверхность Конрада; I0 – поверхность Мохоровичича; II – граничная скорость в км/сек.

На рис.24 нанесен фрагмент профиля ГСЗ Таганрог–Кировоград (профиль УП–УП). В восточной части профиля между ПК 220 и 230 отмечается Васильевско-Тельмановский глубинный разлом, далее, примерно ПК 210, – Кальмиусский. Еще далее на запад между ПК 170 и 180 (ближе к ПК 170) фиксируется Богатырско-Волноваxско-Новоазовский разлом, у ПК 160 – Малоянисольский. На ПК 140 установлен узел пересечения Розовско-Азовского и Южно-Донбасского глубинных разломов. Чаплинско-Янисольский разлом фиксируется неуверенно у ПК 120. Примерно на середине между ПК 100 и 110 на схеме и на профиле уверенно отмечается Приазовско-Положский глубинный разлом. На схеме не на-

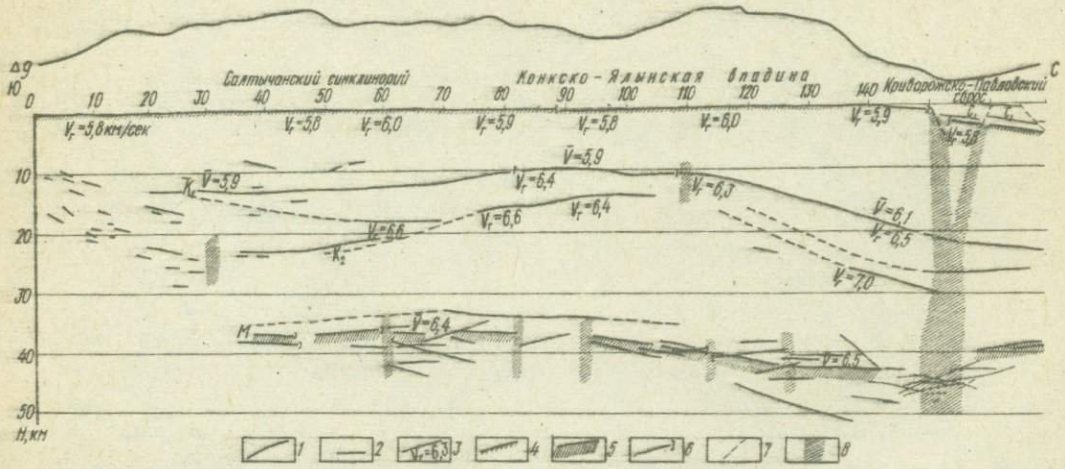


Рис.25. Фрагмент сейсмического разреза земной коры по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (по материалам Т.В.Смелянской, Н.И.Павленковой и др., 1967):

1 – граница стратиграфического горизонта; 2 – отражающая площадка; 3 – преломляющая граница ($V_г$ в км/сек); 4 – поверхность консолидированного фундамента; 5 – подошва земной коры (граница Мохоровичича); 6 – обрыв сейсмической границы; 7 – нарушения по фундаменту и осадочным породам; 8 – глубинные разломы.

несен разлом, фиксируемый на профиле между ПК 80 и 90. Между ПК 50 и 60 в том и другом случае отмечается мощный узел пересечения Павлоградско-Ореховского, Матвеево-Ореховско-Чаплинского и Гуляйпольско-Белосарайского глубинных разломов. Между ПК 20 и 30 в обоих случаях фиксируется субширотный разлом. Наконец, на западе территории, у ПК 10, отмечается Девладовский разлом. Таким образом, на схеме две зоны разломов нанесены неуверенно и не фиксируется только одна зона.

Рассмотрим фрагмент профиля ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (У–У′), секущего Приазовский массив в север-северо-восточном направлении, перпендикулярно описанному выше профилю УП–УП′. Между ПК 0 и 60 ни на нашей схеме (рис.1), ни на профиле ГСЗ не отмечены разломные нарушения, хотя, по данным гравитационного и магнитного полей, возможно их выделить, например, в районе ПК 30. Между ПК 50 и 60 в обоих случаях фиксируется Басаньско-Осипенковский глубинный разлом (Сорокинская тектоническая зона, по геологическим данным). Немного севернее ПК 80 отмечается Гуляйпольско-Белосарайский глубинный разлом, южнее ПК 100 – Васильевско-Тельмановский. Между ПК 110 и 120 на схеме и на профиле ГСЗ фиксируется Чаплинско-Янисольский глубинный разлом, у ПК 130 на схеме отмечен Розовско-Азовский. Следует отметить, что на профилях ГСЗ Розовско-Азовский и Малоянисольско-Азовский субмеридиональные глубинные разломы фиксируются неуверенно, хотя здесь простираются гравитационные ступени и оси полосовых магнитных аномалий. Возможно, это связано с характером взаимного положения глубинных разломов и профилей ГСЗ. Далее примерно от ПК 145 до ПК 160 устанавливается зона очень мощного Богатырско-Волноваxско-Новоазовского глубинного разлома. По геологическим данным, северо-западным продолжением его является Криворожско-Павлов-

ский сброс. Наконец, у ПК 180 в обоих случаях фиксируется Малоянисольско-Азовский глубинный разлом (ПК 160, профиль УП–УП'). На профиле ГСЗ У–У' у ПК 180 этот разлом фиксируется очень четко.

Хуже совпадают данные схемы и профиля ГСЗ IУ–IУ' (фрагмент профиля Крым–Воронежский массив), особенно в его юго-западной части. Главным образом это связано с тем, что профиль ГСЗ проходит здесь вдоль простирания структурных элементов, в том числе и почти вдоль Матвеево–Орехово–Чаплинского глубинного разлома. Отчасти же это объясняется большим количеством разломов.

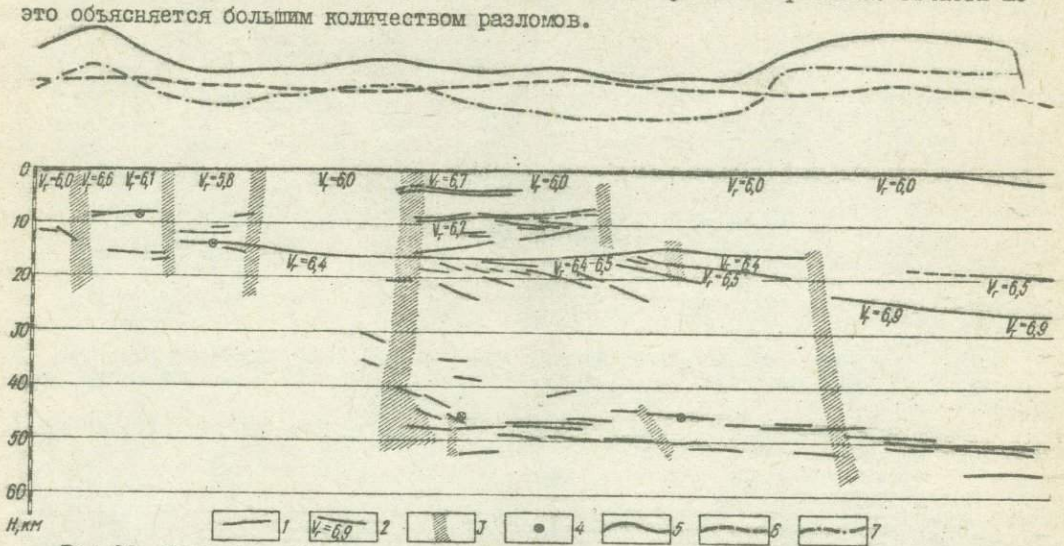


Рис.26. Фрагмент сейсмического разреза по профилю Крым–Воронежский массив (IУ–IУ') (по материалам В.Б.Соллогуба, Н.И.Павленковой, А.В.Чекунова, Т.В.Смелянской и др., 1965):

I – отражающая площадка; 2 – преломляющий горизонт с значением граничной скорости в км/сек; 3 – нарушенные зоны; 4 – точка дифракции; к р и в ы е с и л ы т я ж е с т и : 5 – наблюденная, 6 – расчетная с учетом влияния всех границ раздела, 7 – разностная.

Как видим, на профиле ГСЗ неуверенно фиксируется только Васильевско-Тельмановский глубинный разлом. Нужно признать, что для его проведения было недостаточно оснований. Остальные разломы данными ГСЗ подтверждаются очень уверенно.

Недостаточно дает сведений о глубинных разломах профиль ГСЗ УI–УI' (Новоазовск–Ворошиловград), расположенный в северо-восточной части Приазовья. Во-первых, профиль расположен так, что в южной его части нет сейсмических данных, во-вторых, наша схема слабо обоснованна (рис.27). Однако и здесь совпадают данные ГСЗ и наши тектонические построения. Например, у ПК 30 в обоих случаях фиксируется глубинный разлом, между ПК 60,70 и 90 – Южно-Донбасская зона глубинных разломов.

Таким образом, из приведенного анализа видно, что существует хорошая согласованность в выделении глубинных нарушений по сейсмическим данным и признакам разрывных нарушений в гравитационном, магнитном и геоэлектрическом полях. Выделение глубинных разломов по совокупным данным бесспорно, и карты разломной тектоники, построенные по ним, отличаются высокой достоверностью. Хорошее совпадение схемы разломной тектоники и профилей ГСЗ объясняет чрезмерную прямолинейность тектонических нарушений, изображенных на схеме тектоники. Поскольку кривые линии несут в себе больше информации, чем прямые, для их построения необходимы дополнительные данные, которых было недостаточно. Поэтому пришлось изображать тектонические разломы прямыми линиями.

На рис.28 изображена схема классификации разломов Северного Приазовья по признакам выделения. Основой для ее построения послужили признаки разрывных нарушений в геофизических полях (гл.Ш) и идентификация геологических и геофизических признаков глубинных разломов (гл.IУ).

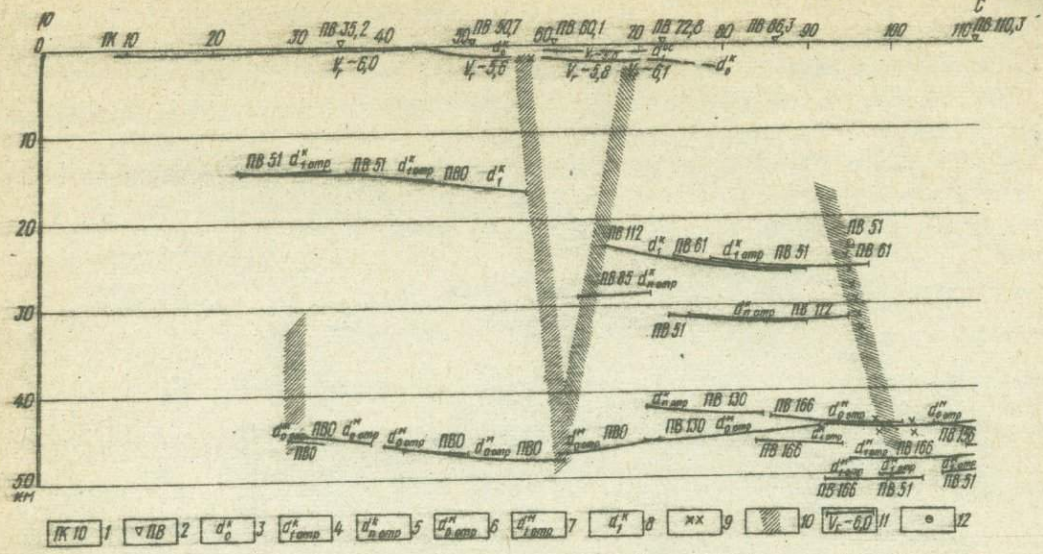


Рис.27. Фрагмент сейсмического разреза по профилю ГСЗ Новоазовск–Ворошиловград (УI–УI′) (по материалам И.А.Гаркаленко, Н.И.Павленковой, Е.П.Барановой и др., 1969):

I – пункт наблюдения; 2 – пункт взрыва; 3 – преломляющая граница, соответствующая поверхности кристаллического фундамента; отражающая граница: 4 – предположительно соответствующая поверхности "базальтового" слоя, 5 – в толще консолидированной коры, 6 – соответствующая поверхности Мохоровичича, 7 – в толще верхней мантии; 8 – преломляющая граница, предположительно соответствующая поверхности "базальтового" слоя; 9 – зона осложнения сейсмической записи; I0 – глубинный разлом по данным ГСЗ; II – значение граничной скорости в км/сек; I2 – точка дифракции.

Достоверными считаются глубинные разломы, выявленные по таким совокупным признакам:

– геологическим данным, данным ГСЗ, гравитационным ступеням, полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий;

– геологическим данным, данным ГСЗ, гравитационным ступеням;

– геологическим данным, данным ГСЗ, полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий;

– данным ГСЗ, гравитационным ступеням, полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий;

– данным ГСЗ и гравитационным ступеням;

– данным ГСЗ и полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий;

– геологическим данным, гравитационным ступеням, полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий.

Разное количество признаков свидетельствует об отсутствии соответствующих видов исследований. Разлом считается достоверным, если он выделен по совокупности признаков.

Менее достоверными считаются разломы, выявленные по:

– геологическим данным и гравитационным ступеням;

– геологическим данным и полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий;

– гравитационным ступеням и полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий.

Такие разломы менее достоверны вследствие слабой изученности других признаков разрывных нарушений. При проведении соответствующего вида работ они могут быть (и зачастую должны быть) обнаружены. В тех случаях, когда разлом фиксируется полным набором признаков, все они проявляются достаточно четко.

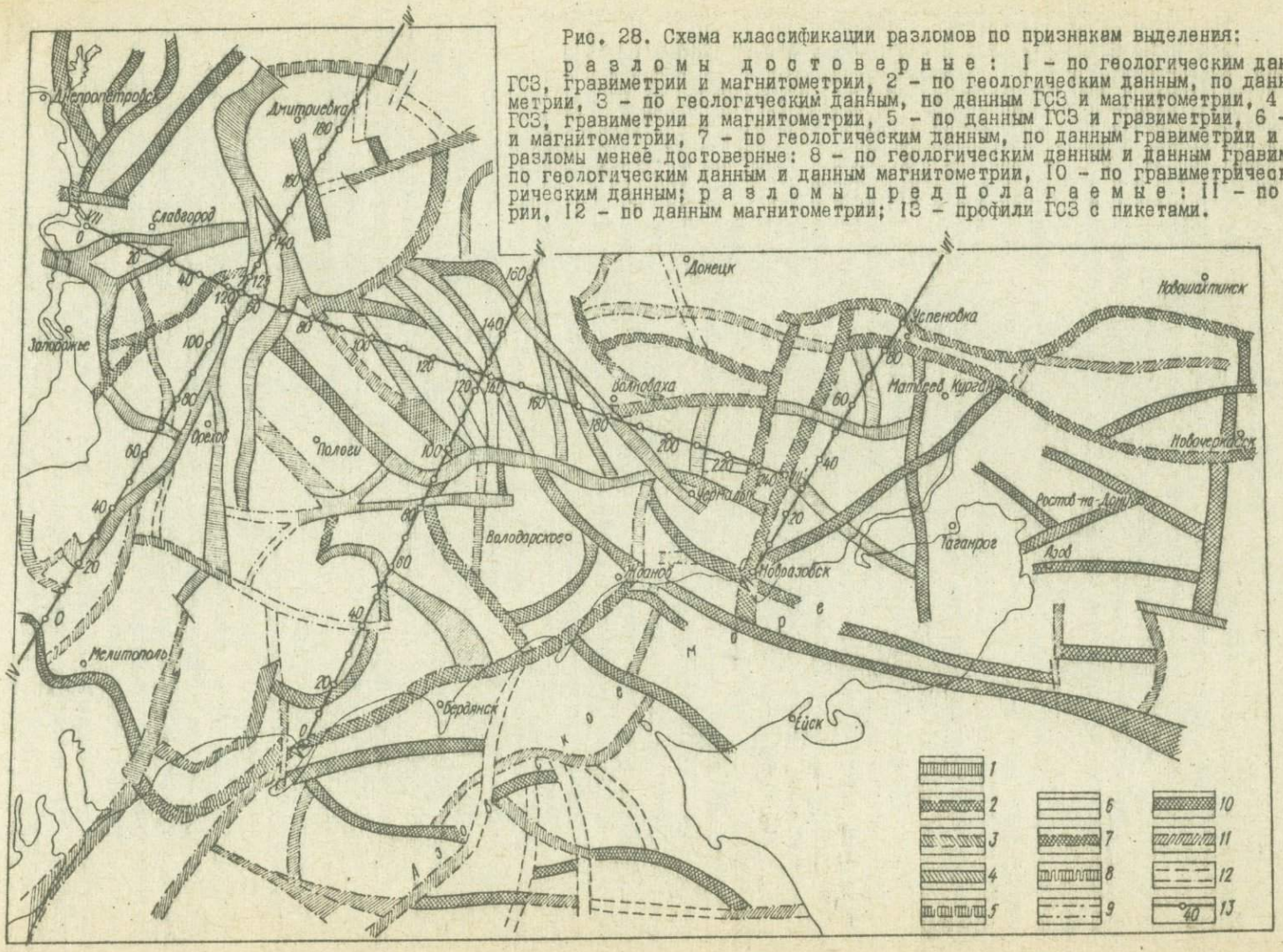


Рис. 28. Схема классификации разломов по признакам выделения:

р а з л о м ы д о с т о в е р н ы е : I – по геологическим данным, по данным ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии, 2 – по геологическим данным, по данным ГСЗ и гравиметрии, 3 – по геологическим данным, по данным ГСЗ и магнитометрии, 4 – по данным ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии, 5 – по данным ГСЗ и гравиметрии, 6 – по данным ГСЗ и магнитометрии, 7 – по геологическим данным, по данным гравиметрии и магнитометрии; разломы менее достоверные: 8 – по геологическим данным и данным гравиметрии; 9 – по геологическим данным и данным магнитометрии, I0 – по гравиметрическим и магнитометрическим данным; р а з л о м ы п р е д п о л а г а е м ы е : II – по данным гравиметрии, I2 – по данным магнитометрии; I3 – профили ГСЗ с пикетами.

Предполагаемые разломы выделяются по:

– гравитационным ступеням;

– полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий.

О степени предположительности этого типа разломов следует сказать то же самое, что и о меньшей достоверности второго типа разломов по сравнению с первым. Надо полагать, что большинство из предполагаемых разломов при проведении детальных геологических исследований и ГСЗ будут переведены в разряд достоверных.

Достоверные разломы расположены в наиболее изученных областях (рис.28, 29). Следует отметить, что чем детальнее изучено внутреннее строение земной коры глубинными сейсмозондированиями, тем большее число менее достоверных разломов переходит в разряд достоверных. Наименьшее число достоверных глубинных разломов на рассматриваемой площади находится в акватории Азовского моря, так как эта территория геофизически и геологически слабо освещена. Разломы выделены только по гравитационным ступеням и полосовым магнитным аномалиям или цепочкам изометрических магнитных аномалий.

Нами построена еще одна схема глубинных разломов Северного Приазовья, на которой к разряду достоверных отнесены все разломы, кроме зафиксированных только гравитационными ступенями и только полосовыми магнитными аномалиями или цепочками изометрических магнитных аномалий (рис.30). Как видим, эта схема тоже требует корректировки.

Результаты завершающей корректировки видны на рис.31.

Все разломы представляют собой линии, составленные из отдельных различно ориентированных отрезков разных разломов. Отмечаются четыре главные ориентировки глубинных разломов: северо-западная, северо-восточная, субмеридиональная и субширотная. Преимущественно развиты разломы северо-западного простирания, затем северо-восточного, субмеридионального и субширотного.

Сравним рис.31 и 2, используя некоторые геологические данные.

Глубинный разлом, прослеженный от Чермалыка через Анадоль, Павловку и далее на северо-запад, в юго-восточной части докембрийской поверхности отмечается дайковым поясом р.Кальчика. На северо-западе этому разлому на поверхности каменноугольных пород Донбасса отвечает Криворожско-Павловский сброс. Таким образом, нарушениями этого глубинного разлома разорваны не только докембрийские, но и палеозойские породы, а возможно и более молодые отложения. Мощность глубинного разлома (по ширине дайкового пояса) в некоторых местах достигает 5 км и более. На дневной поверхности в породах докембрия указанный разлом был зафиксирован В.И.Кузьменко при разведке Петровско-Гнутовского месторождения паризита (1946). По данным В.И.Кузьменко, древнекембрийский кристаллический комплекс, представленный гибридными гранитами и мигматитами, а также амфиболитами и гнейсами, сечется множеством даек диабазов, порфиритов, ортофиров и других пород, выполняющих трещины преимущественно северо-западного простирания. В результате изучения трещиноватости В.И.Кузьменко установил преобладание двух систем трещин: северо-западного направления (300–315°) и субмеридионально-северо-восточного (20–30°). С первой системой в некоторых случаях совпадают элементы прототектоники гранитов и сиенитов, со второй – зоны дробления и неширокие полосы катаклазитов (трещины разрыва).

Анализ трещиноватости вмещающих пород и элементов залегания пегматитовых жил правобережья р.Кальмиуса, выполненный Л.А.Гоголем, Ю.А.Костенко и А.А.Бочковым (1961), показал, что элементы залегания трещин и жил полностью совпадают. Это указывает на одновозрастность образования пегматитовых жил и основной трещиноватости во вмещающих породах. В районе развиты в основном две системы трещин – северо-западного и северо-восточного направлений. Сопоставление элементов залегания лампрофировых даек с элементами трещиноватости вмещающих пород и элементами залегания пегматитовых жил дает резкое различие в их направлении. Следовательно, лампрофировые дайки образовались в другой системе трещин, нежели пегматитовые жилы и трещиноватость

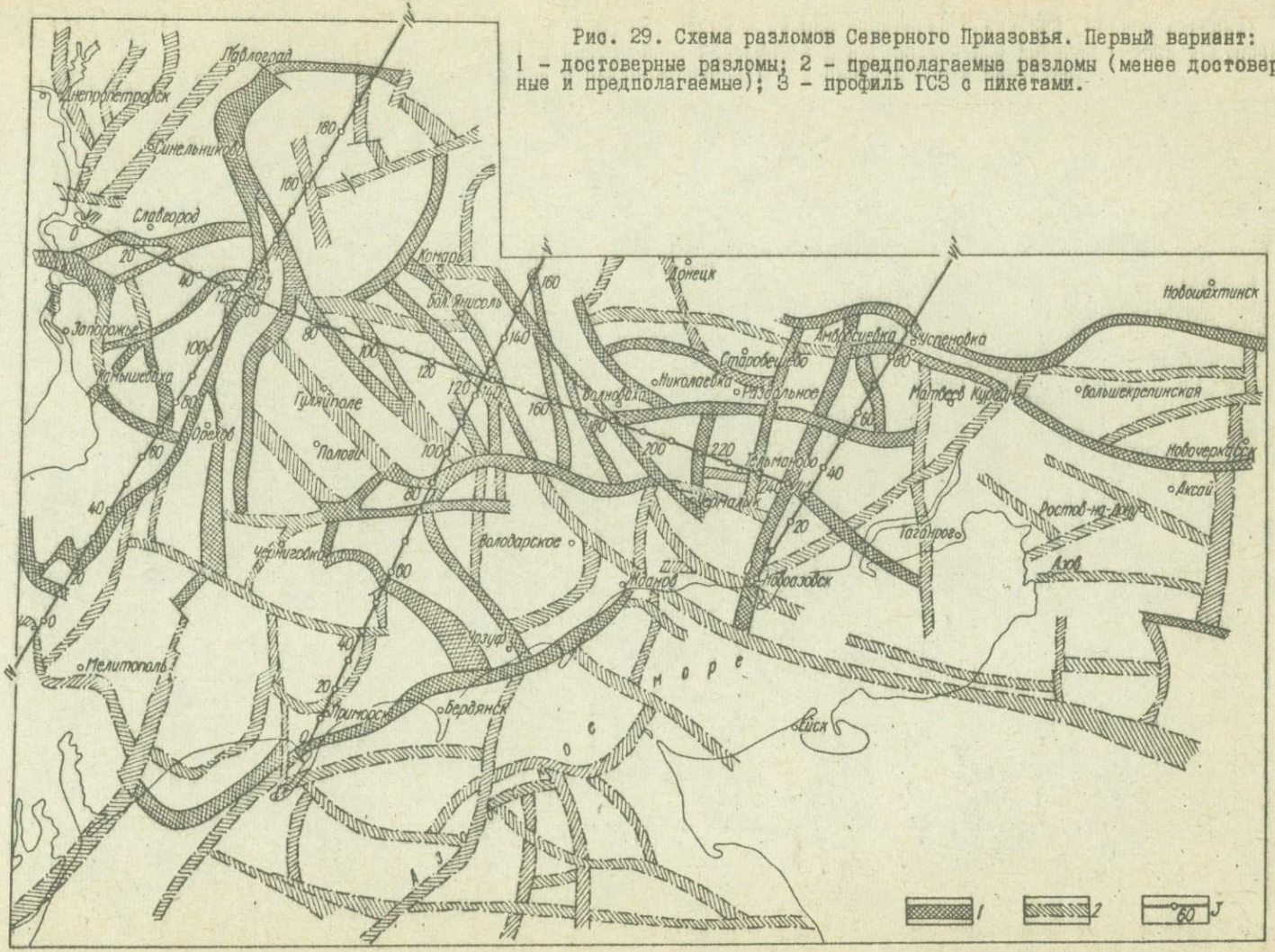


Рис. 29. Схема разломов Северного Приазовья. Первый вариант:
1 – достоверные разломы; 2 – предполагаемые разломы (менее достоверные и предполагаемые); 3 – профиль ГСЗ с пикетами.

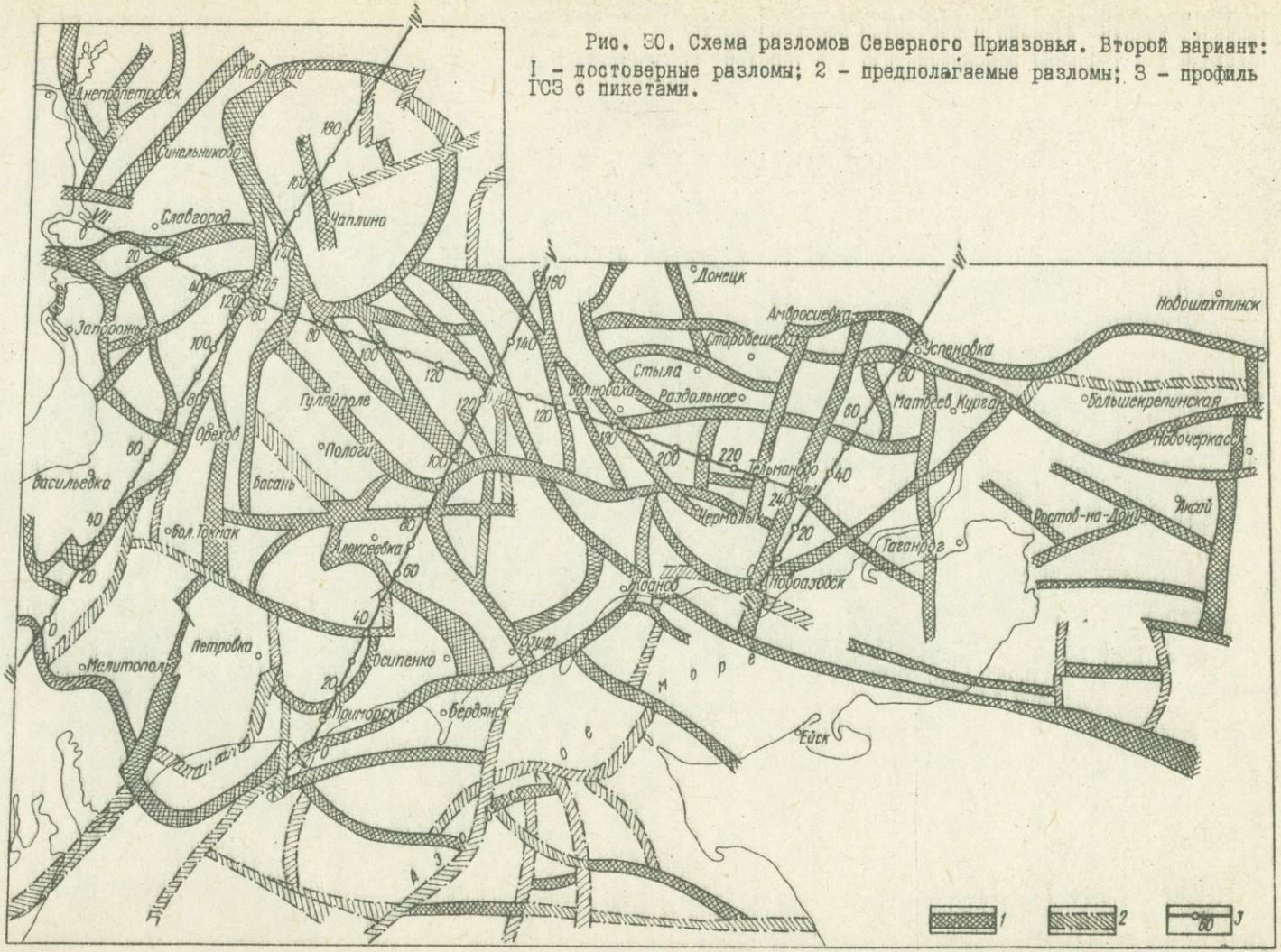


Рис. 50. Схема разломов Северного Приазовья. Второй вариант: I – достоверные разломы; 2 – предполагаемые разломы; 3 – профиль ГСЗ с пикетами.

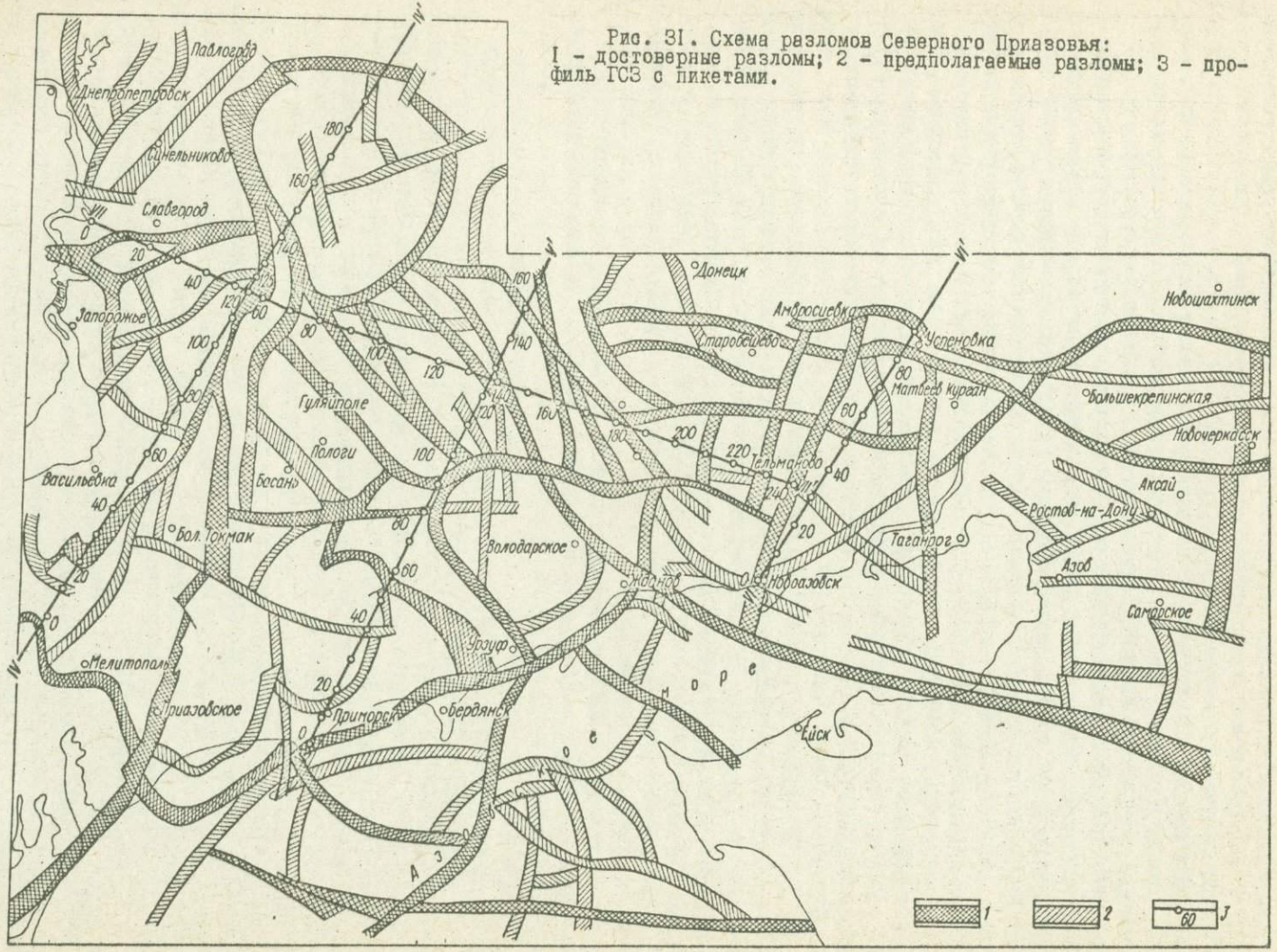


Рис. 31. Схема разломов Северного Приазовья:
1 - достоверные разломы; 2 - предполагаемые разломы; 3 - профиль ГСЗ с пикетами.

вмещающих пород. Простирание лампрофировых даек в основном субмеридиональное, встречается также северо-западное. По мнению авторов, системы трещин разновозрастные и соответствуют тому или иному циклу тектогенеза.

В Октябрьском щелочном массиве, залегающем в пределах этого глубинного разлома (в районе ПК 180 профиля ГСЗ УП-УП), по данным П.С.Пятницы (1959), лампрофировая серия пород слагает дайки, секущие все породы массива. Преобладающее простирание даек СЗ 320-330°, падение крутое, близкое к вертикальному (80-90°); дайки северо-восточного простирания встречаются реже.

Исследования ЦНИГРИ показали, что в Октябрьском массиве широко развиты разрывные нарушения, выраженные зонами интенсивного рассланцевания пород и тесно сближенной трещиноватости, а также зонами милонитизации и брекчирования пород. Характерно интенсивное проявление альбитизации пород в зонах рассланцевания, что указывает на древнее заложение этих тектонических зон. Внутри брекчированных зон породы превращены в тектоническую брекчию, милониты и тектоническую глинку. Нарушения имеют северо-западное, субмеридиональное, северо-восточное и субширотное простирания. Углы падения крутые, амплитуды смещений по нарушениям измеряются единицами метров. По наблюдениям на обнажениях и по данным бурения, наиболее широко развиты разрывные нарушения в восточной приконтактной зоне сиенитов и габброидных пород с гранитами, что дает основание считать этот контакт тектоническим. Нарушениями различных направлений обусловлено блоковое строение района. Особенно отчетливо блоковое строение Октябрьского массива установлено в северо- и юго-восточной его частях, где проходит рассматриваемый глубинный разлом.

Для Октябрьского щелочного массива были сделаны замеры трещин и построены их диаграммы по равноплощадной сетке Шмидта. Они показали четкое выделение системы северо-западного простирания 310-325°, падение этих трещин юго-западное 70-80°. Подавляющее большинство сиенит-пегматитовых тел имеет северо-западное простирание, подчиненное положение занимают тела северо-восточного простирания. По-видимому, образование сиенит-пегматитовых тел проходило по основным направлениям трещин, заложенных на массиве в более ранние эпохи.

На основании работ НИГРИзолота участок балки Мазурова можно рассматривать как отдельный блок, ограниченный со всех сторон тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний.

По материалам исследований Б.Н.Чернова (1949), трещины Октябрьского щелочного массива по генетическим признакам можно разбить на две группы: а) связанные с фазами разломов; б) связанные с последующими дизъюнктивными дислокациями. В основных породах большинство трещин имеет простирание СЗ 315-330°, падение ЮВ 12-18°, а также простирание СВ 20-45° и падение ЮВ 10-16°. В щелочных породах отмечаются два резко выраженных направления простирания трещиноватости - СЗ 310° и СВ 45°. Эти трещины в некоторых случаях представлены лампрофировыми дайками, которые секут основные каменноугольные породы Донбасса. На массиве весьма часто наблюдаются жилы щелочных пегматитов, простирание СЗ 310-320°. Сбросовые трещины развиты слабо. Для них характерны небольшие амплитуды перемещения (дециметры) нарушенных участков.

По данным П.А.Полевой и И.Д.Энтелиса (1959), в районе ст.Великоанадоль скважинами подсечено нарушение, которое следует считать продолжением Криворожско-Павлоградского сброса на кристаллическом массиве. К северо-западу этот сброс также подсечен буровыми скважинами. Минерализация глубинного разлома богатая и разнообразная.

В области перехода к Донбассу глубинный разлом сохраняет свое северо-западное простирание почти до Волчанского выступа. Кристаллический фундамент здесь расчленен на отдельные блоки, вытянутые в северо-западном направлении. Перемещение блоков фундамента в вертикальном направлении в осадочном чехле отразилось в виде сбросов и иногда взбросов. Среди дизъюнктивных нарушений особое место занимает региональный разлом северо-западного простирания - Криворожско-Павловский сброс. Падение сброса северо-восточное; углы падения достигают 60°. Сброс сопровождается зоной раздроблен-

ных пород мощностью 50–100 м, в некоторых же местах она достигает всего лишь нескольких метров. Амплитуда сброса вблизи Приазовского массива равна 900–1100 м, а к северо-западу уменьшается до 900–950 м.

Вблизи Приазовского массива выделяется несколько типов и систем разрывных нарушений, большинство которых относится к нормальным сбросам. Амплитуды сбросов колеблются от 5 до 300 м; падение крутое до 75° и больше. Сбросы имеют северо-западное простирание, близкое к простиранию Криворожско-Павловского сброса. Падение их чаще всего юго-западное, навстречу региональному разлому. Противоположное падение наблюдается реже. В этой области встречаются сбросы северо-восточного простирания, почти перпендикулярного Криворожско-Павловскому сбросу.

В районе Волчанского выступа В.Н.Гладкий и Е.М.Матвиенко констатируют развитие глыбовой тектоники и отсутствие складок в каменноугольных отложениях, в результате чего образовались грабены, чередующиеся с горстами. Простирание нарушений 315–325°, иногда СЗ 345°. Падение плоскостей сбрасывателей, так же как и у Криворожско-Павловского сброса, северо-восточное; углы падения порой достигают 75–80°. Юго-западное падение встречается реже. Амплитуды смещений колеблются от единиц до 700 м. Горизонтальные перемещения иногда достигают 10 м. К дизъюнктивным нарушениям часто приурочены дайки диабазов, пикритов, габбро, кварцевых порфиритов и т.д.

На участке примерно от ПК 180 профиля ГСЗ УП–УП′ до с.Комаря рассмотренный глубинный разлом является юго-западной границей Донбасса.

В соответствии с точкой зрения В.Е.Хаина на свойства глубинных разломов, рассмотренный нами разлом имеет большую протяженность (более 150 км), значительную глубину заложения (верхняя мантия, разломом нарушена граница Мохо), длительность и многофазность развития (заложен, вероятно, в протерозое, активно развивался в герцинское время). Этот глубинный разлом разделяет блоки коры, отличающиеся историей развития и режимом движений. Ширина глубинного разлома порою превышает 5 км. На дневной поверхности он фиксируется серией разрывных нарушений. Существование разлома устанавливается по набору как геофизических признаков, так и геологических – седиментационных, структурных и магматических.

Глубинный разлом, простирающийся от Волчанского выступа через район пересечения профилей ГСЗ У–У′ и УП–УП′ на с.Кальчик, г.Жданов и далее на восток-юго-восток, имеет еще большую протяженность, чем предыдущий (более 350 км), и фиксируется набором геофизических и геологических признаков.

По данным Г.Г.Конькова и Р.М.Полуновского (1959), в районе сел Малоянисоли и Кремневки (Чердаклы) кристаллические породы секутся жилами пегматитов, кварца и кварц-полевошпатовых пород. Простирание жил в основном северо-западное и северо-восточное. Приходящийся на эту зону Малоянисольский гранитный массив также вытянут в северо-западном направлении. Плагиограниты и вмещающие породы массива интенсивно катаклазированы. Южнокальчикский граносиенитовый массив также рассекается многочисленными жилами аплито-аляскитов, иногда значительной мощности (до 150 м). Простирание жил северо-западное. К этому же глубинному разлому приурочен Екатериновский гранитный массив, расположенный в верховьях Кальчика. Породы северо-восточной части массива также катаклазированы. На массиве часто встречаются дайки диабазов, порфиритов и кварцевых порфиров. Мощность даек от десятых долей метра до десятков метров, простирание чаще всего северо-западное, падение крутое. По б.Чумацкой вскрыта зона окварцевания северо-западного простирания мощностью до 1,5 км. По западному контакту гранитного массива отмечается несколько зон брекчирования, мощностью до 2–4 м.

Отмеченное на тектонической карте Г.Л.Кравченко (см.рис.2) соединение разлома, проходящего от Екатериновского гранитного массива через Каратышский дайковый пояс, с Мангушской зоной милонитизации геофизическими данными не подтверждается. Мангушская зона милонитизации, если она есть, должна быть расположена в зоне какого-то другого разлома.

На территории Конкско-Ялынской впадины кристаллические породы, рассекаемые глубинным разломом, залегают глубоко под молодыми отложениями. Поэтому глубинный раз-

лом здесь фиксируется только геофизическими признаками. В районе Волчанского выступа геологические исследования дают много сведений о наличии, развитии и простирании этого глубинного разлома. Так, по материалам исследований С.Т.Борисенко и И.Е.Вереницы (1950), в районе сс.Покровского и Васильковки отмечается множество пегматитовых жил двух основных простираний: СЗ 320–340° и СВ 20–70°; мощность от 0,5 до 20 м. Контактовые воздействия пегматитового расплава на вмещающие породы не известны, но местами наблюдаются ожелезнение и биотитизация. Простирание аплит-гранитовых жил СЗ 315–320° несколько не совпадает с направлением гнейсовидности вмещающих пород и составляет с ним в среднем угол 5–15°. Наиболее молодые породы Волчанского выступа – жильные диабазы, залегающие по трещинам широтного простирания. Их тела отличаются наибольшей выдержанностью по простиранию.

Северо-западная часть (северо-запад г.Жданова) рассмотренного глубинного разлома рассекает собственно Приазовский массив. Часть глубинного разлома, простирающаяся к юго-западу от г.Жданова, является границей между Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформами. Эта часть глубинного разлома геологическими признаками не подкреплена. Вместе с тем, его большая протяженность и многофазность развития не вызывают сомнения.

Глубинный разлом, простирающийся от берега Азовского моря (с.Урзуф) примерно до ПК 80 профиля ГСЗ У–У', здесь объединяется с рядом глубинных разломов северо-западного и широтного простираний. В непосредственной близости к берегу моря разлом фиксируется по геофизическим признакам, а к северо-западу от с.Стародубовки в зоне разлома простирается Белоцерковская зона милонитизации (см.рис.2).

По данным Г.М.Шалимова и И.И.Вереницы (1949), Каратюкское пегматитовое поле, расположенное в зоне этого глубинного разлома, представлено серией жил северо-западного простираний (310°); падение жил ЮЗ 70–80°; мощность от 1 до 25 м. Жилы секут вмещающие породы перпендикулярно их полосчатости; контакты жил резкие.

В коленообразном изгибе северо-западного простирания р.Бердой разработана долина по этому глубинному разлому от с.Стародубовки до верховьев р.Грузеньки (пос.Куйбышево). Далее к северо-западу вдоль этого разлома разрабатывает себе долину р.Гайчур (глубинный разлом северо-западного простирания, проходящий через пос.Гуляйполе). На участке, входящем в пределы Конкско-Ялынской впадины, глубинный разлом геологическими методами не обследовался, поэтому дополнить сведения о нем подобными данными нет возможности.

Глубинный разлом, простирающийся от берега Азовского моря через пункты Осипенко, Радионовка и далее на северо-запад между ПК 50 и 60 профиля ГСЗ У–У', по геологическим данным фиксируется как Сорокинская тектоническая зона. Геологические исследования дают очень подробный и достаточно объективный материал, свидетельствующий о существовании этой тектонической зоны. Так, по данным П.А.Полевой и И.Д.Энтелиса (1959), против хут.Сороки и с.Вербового на правом берегу р.Буртичии, левого притока Кильтичии, карьерами вскрыта и прослежена серия пегматитовых жил. Основным структурным элементом, определяющим своеобразие геологического строения района, является крупная тектоническая зона, в пределах которой залегают все известные пегматитовые жилы. Зона пересекает район с юго-востока на северо-запад под азимутом 320–330° и падает на юго-запад под углом 80–85°. Ее юго-западная часть зоны прослежена по р.Берде в районе с.Радионовки; в северо-западном направлении она фиксируется в окрестностях с.Андреевки.

По материалам геологических исследований В.В.Чернышева, С.В.Алехина, А.П.Полушкина, А.К.Тимошкина, А.Ф.Ширшакова (1945), район бассейнов Обиточной, Кильтичии, Буртичии и Берды в структурном отношении разделяется на две существенно различные части. Линия раздела проходит с юго-востока на северо-запад. Юго-западная часть района расположена в бассейнах Обиточной, Чокрака, Кильтичии и в нижнем течении Буртичии и Берды; северо-восточная часть охватывает среднее течение Берды и верховья Буртичии. Границей между ними служит крупная тектоническая зона смятия и дробления с простиранием СЗ 325–330°, падением ЮЗ 80–85°, мощность ее несколько ки-

лометров. Эта зона отмечается близ с.Радионовки по р.Берде, затем она прослеживается на северо-западе и хорошо выражена у хут.Сороки. Продолжение ее следует искать в верховьях б.Камышеватой, у с.Андреевки и далее к северо-западу от него в верховьях Кильтичии и Обиточной. Юго-западнее зоны разломов располагается область, в строении которой принимают участие сильно измененные древние основные и ультраосновные интрузивные породы; к северо-востоку от нее развиты породы первично-осадочного происхождения.

Различие в породах по обе стороны Сорокинской тектонической зоны определяется не только по внешним признакам, но и по составу. Основные и ультраосновные породы распространены исключительно юго-западнее Сорокинской тектонической зоны и не встречаются к северо-востоку от нее. В юго-западной части развиты породы, которые по составу можно отнести к древнейшим, выделенным В.И.Лучицким в так называемую днепровскую группу. В северо-восточной части распространены породы, сопоставимые с породами тетерево-бугской формации. Таким образом, по Сорокинской тектонической зоне приведены в соприкосновение участки, имеющие не только различные первичный состав и происхождение слагающих их пород, но также существенно отличающиеся по возрасту.

Пегматитовые поля Сорокинской зоны представлены жилами северо-западного простирания, секущими под острым углом вмещающие гнейсы. Падение таких жил юго-западное либо северо-восточное, часто не подчиняется падению вмещающих пород. Развиты также жилы северо-восточного простирания, которые подчинены системам трещин, перпендикулярных основному направлению (северо-западному). Жилы обоих направлений имеют крутое падение.

Кварцевые жилы слабо распространены и относятся к высокотемпературным образованиям; практически отсутствуют кварц-карбонатные и карбонатные жилы. Это указывает на весьма глубокую эродированность докембрийского комплекса. Видимо, земная кора здесь претерпела неоднородные тектонические движения.

По данным В.В.Черныщева, С.В.Алехина и др. (1945), главными тектоническими элементами района являются гнейсованность и сланцеватость пород, их трещиноватость, зоны смятия и другие тектонические нарушения. Трещиноватость имеет особое значение, поскольку ей в основном подчинены различные жильные образования.

Трещинные структуры имеют четыре главных направления: субширотное, северо-западное, субмеридиональное и северо-восточное. Для более древних трещин характерно преимущественное северо-западное простирание. Самые молодые жильные породы связаны с крупными трещинами северо-восточного простирания. Пегматитовые жилы, распространенные к юго-западу от рассматриваемого глубинного разлома, простираются в основном по азимутам СЗ 300-320°. Глубинному разлому и территории, расположенной к северо-востоку от него, также свойственно северо-западное простирание пегматитовых жил. Однако для пегматитовых жил р. Берды это направление наиболее предпочтительное.

Для этого глубинного разлома важными тектоническими элементами являются крупные зоны смятия, выделяющиеся интенсивной сланцеватостью пород и приуроченностью к ним своеобразного комплекса кристаллических сланцев, в образовании которых существенную роль сыграли гидротермальные процессы. Кроме рассланцованности в породах зоны широко развиты многочисленные нарушения в виде зеркал скольжения, шрамов и т.д. Как правило, такие зоны изобилуют кварцевыми прожилками, располагающимися параллельно сланцеватости пород. Глубинный разлом заложен в мантии и представляет благоприятную структуру для циркуляции восходящих эманаций и гидротерм.

По мнению В.В.Черныщева и др., Сорокинская тектоническая зона, расположенная на границе двух различных геологических формаций, по-видимому, наиболее крупная; вместе с тем она вряд ли единственная и, безусловно, должна сопровождаться более мелкими зонами смятия, располагающимися на некотором удалении от нее. В частности, развитие таких зон можно ожидать на правобережье р.Обиточной, в бассейне Берестовой и в некоторых других местах.

К самым молодым изверженным породам рассматриваемой тектонической зоны и прилегающих территорий относятся порфириты, диабазовые порфириты, диоритовые порфириты, граносиениты и другие, образующие редкие, но крупные дайки, секущие все породы. Возраст их последокембрийский. Дайки имеют широтное и близкое к нему простирание. Угол падения почти вертикальный (85–90°), мощность 0,5–30 м. Среди этих пород выделяются дайки основной магмы (диабазы и диабазовые порфириты), средней (порфириты и диоритовые порфириты) и кислой (кварцевые ортофиры). Интересно отметить, что И.С.Усенко (1960) выделяет в этой области широтный разлом, проходящий по линии Радионовка–Сороки–Андреевка–Елисеевка, с которым он связывает образование пегматитовых жил.

Рассмотрим еще точку зрения И.С.Усенко (1960) на существование Сорокинской тектонической зоны (глубинного разлома). Он пишет, что в геологическом строении некоторых участков Западного Приазовья значительную роль играют дайковые породы: особенно они развиты в верховьях Конки и Мокрой Конки, по Каратышу и в левобережных балках верховьев Берды, довольно часто наблюдаются по Обиточной и Кильтичии. Размещение дайковых пород теснейшим образом связано с крупными разломами. Они выполняют тектонические трещины, оперяющие эти разломы. Простирание даек в подавляющем большинстве случаев СЗ 290–325°, падение в обе стороны очень крутое, почти вертикальное (75–90°). Дайки субмеридионального и субширотного простираний встречаются редко. Мощность их от нескольких дециметров до 50 м. Прослеживаются они иногда на десятки километров. Наиболее развиты дайки основного и среднего составов щелочноземельного ряда – диабазы, диабазовые порфириты, андезиты и андезитовые порфириты.

И.С.Усенко считает, что основным элементом архейской тектоники в Северном Приазовье являются складчатые структуры, осложненные более поздней разломной тектоникой. Крупная антиклинальная структура отмечается в средней части Приазовья, ось ее расположена примерно по линии Басань–Салтычия (СЗ 315–325°) и по ней размещаются выходы серых гранитов житомирского типа. Эту структуру И.С.Усенко называет Салтычанским антиклинорием. Юго-западнее ее он выделяет Корсак-Могильский синклинорий (см. рис.2). Северо-восточнее Салтычанского антиклинория расположена синклинальная структура, сложенная интенсивно интрудированными породами тетерево-бугской серии. Эта структура имеет отчетливую юго-западную границу, проходящую через сс.Осипенко и Успеновку и далее вдоль долины Кильтичии и верховьев Конки. К этой линии приурочены выходы дайковых пород. Следовательно, надо полагать, что область развития пород тетерево-бугской серии, расположенная северо-восточнее Салтычанского антиклинория, отделена от последнего разломом глубокого заложения (глубинным разломом), который Усенко называет Кильтичие-Конкским. Резкое различие в составе пород по обе стороны разлома подтверждает это заключение. Кроме этого разлома, по мнению Усенко, в Западном Приазовье имеются и другие. Вполне вероятно, что долины большинства рек данного района приурочены к разломам. Особенно долины р.Берды и Каратыша, вскрывших большое количество дайковых образований. Кроме того, по долинам этих рек часто наблюдаются зоны интенсивно развитой эпидотизации и повышенной трещиноватости.

Таким образом, рассматриваемый разлом должен быть глубинным. Он имеет большую протяженность и многофазность развития. Заложен в мантии и раскалывает всю толщу земной коры. Разлом разделяет блоки коры с различными историей развития и режимом движений. На дневной поверхности он проявляется в виде зоны разрывных нарушений мощностью в несколько километров. К нему также приурочены магматические излияния.

Выделяемая И.С.Усенко северо-восточнее Салтычанского антиклинория синклинальная структура на профиле ГСЗ (рис.25, северо-восточнее ПК 60) отображается очень неуверенно. Здесь под ПК 70 по разнородным границам намечается синклинальное углубление. На рис.2 эта синклинальная складка не изображена. Возможно, ее в природе нет. По нашим данным, там где И.С.Усенко проводил ось Салтычанского антиклинория, с которой он связывает выходы серых гранитов житомирского типа, в действительности проходит глубинный разлом. С ним, скорее всего, и надо связывать образование серых гранитов житомирского типа.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом фиксируется три глубинных разлома, один из которых (самый северный) предполагаемый. В региональном плане зону сочленения следует считать одним глубинным разломом (Южно-Донбасский глубинный разлом). Начинается зона сочленения у Волчанского выступа и сначала в юго-восточном, а затем в широтном (от линии Павловка-Волноваха-глубинный разлом) направлении простирается примерно до Еланчикского субмеридионального глубинного разлома. Далее на востоке Донбасс сочленяется посредством Южно-Донбасского глубинного разлома с восточным продолжением Приазовского массива. Обнаженная часть зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом изучена довольно детально. В геологическом строении закрытой части этой зоны еще много неясного.

По материалам геологических исследований М.И.Трипольской (1958), сложность тектоники зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом объясняется главным образом наличием большого количества разломов, которые разбивают как кристаллический фундамент, так и осадочные породы палеозоя на отдельные блоки, перемещение которых относительно друг друга создало сложную мозаичную структуру. Разломы играют главную роль. Наличие их определяет основные черты тектоники, ее блоковый характер. Большинство разломов относится к субширотным, иногда с небольшими отклонениями к северо-западу. Многие из них наряду со значительной амплитудой смещений характеризуются также большой протяженностью. Падают они чаще всего на юг, углы падения составляют 60-80°. Зона Южно-Донбасских глубинных разломов разделяется на две полосы: южную и северную. Они отличаются не только территориально, но и по морфологии, времени возникновения, амплитудам смещений и характеру связанных с ними вулканических проявлений.

Южная полоса проходит от с.Раздольного через с.Николаевку до с.Ольгинки.

Между Николаевкой и Ольгинкой разлом разветвляется, южная его ветвь идет далее на запад через Ольгинку, а северная поворачивает на северо-запад. По ней породы Приазовского массива контактируют с палеозойскими отложениями Донбасса. Полоса разломов фиксируется в обнажениях по структурно-геологическим признакам и в рельефе. Анализ геологической обстановки показывает, что разлом возник в позднедевонское время. К нему приурочены мощные излияния лав. Вдоль разлома в гранитах отмечаются дайки диабазов, генетически связанные с лавами. Стратиграфическая амплитуда вертикальных перемещений вдоль разлома в девонское время достигает примерно 600 м.

Северная полоса почти параллельна южной. Ширина ее 2-3 км, она прослеживается от г.Комсомольска, через с.Стылу на г.Докучаевск, затем поворачивает на юго-запад через с.Новотроицкое и приобретает общее западное направление. Эта полоса представлена системой больших и малых нарушений, разбивающих кристаллические и осадочные породы на блоки. Самые крупные разломы, описанные А.П.Ротаем и Я.П.Скляром, ограничивают с севера и юга Стыльский горст. Южная полоса проходит от "ворот" на р.Кальмиусе до устья б.Камышевахи, а затем, как и северная, через с.Стылу и г.Докучаевск следует до с.Новотроицкого. К северному разлому иногда приурочены вулканические дайки. Плоскости смещений разломов падают на юг под углом 60-70°. С разломами северной полосы связаны многочисленные дайки, жилы и пластовые интрузии андезитов, трахитов, трахиандезитов, кварцевых порфиров и т.д. Явления вулканизма вдоль описанных разломов свидетельствуют об их заложении в мантии и региональной протяженности. Кроме вулканических образований к ним приурочены продукты гидротермальной деятельности в виде жил кварца и аметиста.

Между южной и северной полосами разломов отмечается полоса относительно спокойного залегания пород шириной до 6 км.

Разделять северную и южную полосы можно только в пределах ограниченного участка. В региональном плане они представляют собой единый Южно-Донбасский глубинный разлом. Общая его протяженность в пределах Северного Приазовья превышает 200 км.

Весьма интересные данные о трещиноватости палеозойских отложений зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом приводит М.И.Трипольская (1958). Трещиноватость изучалась методом статистической обработки данных замеров трещин с помощью роза-диа-

грамм и круговых диаграмм на сетке Вульфа. Результаты изучения свидетельствуют о том, что системы трещин представлены следующими направлениями: ЮЗ 265 – СЗ 285°, СЗ 300–320°, СЗ 340 – СВ 20° и СВ 40–55°. Углы падения трещин крутые 60–90°.

Наиболее четко выражена система трещин СЗ 300–320°, углы падения 70–80°. Трещины такого простирания весьма часты, иногда они разбивают породы на пластинки в несколько сантиметров толщиной, расстояния между трещинами порой не превышают I см. К трещинам нередко приурочены прожилки кальцита, кварца, окислов железа, а иногда и небольшие дайки вулканических пород. Хорошо выражены также трещины северо-восточного направления. Расстояние между ними изменяется от 20 до 30 см. Минерализация для них не характерна.

Субширотные и субмеридиональные трещины выражены значительно слабее. Минерализация им тоже не свойственна. Трещины субмеридионального направления падают чаще всего на восток, а субширотного – на юг.

По отношению к разломам трещины разделяются на параллельные (СЗ 300–320°), перпендикулярные (СВ 40–55°) и диагональные (субширотные и субмеридиональные).

По мнению М.И.Трипольской, в этом районе наблюдаются трещины двух генераций. К более ранней относятся трещины северо-западного и северо-восточного простираний, к более поздней – субширотные и субмеридиональные трещины, вторичные или наложенные на трещины ранней генерации.

Система балок и рек Северного Приазовья связана с трещиноватостью. Так, бб.Антон-Тарама, Василь-Тарама, Пугачева и Водяная приурочены к системе трещин северо-западного направления; бб.Большая Барсуковая, Малая Барсуковая, Сухая и Мокрая Мандрыкина и другие – к системе трещин субмеридионального простирания; б.Камышеваха – к системе трещин северо-восточного простирания.

Рудоносными являются трещины северо-западного простирания. К ним проурочены многочисленные жилы кварцита, кварца, окислов железа, сидерита и др. Это свидетельствует о том, что по трещинам северо-западного простирания циркулировали гидротермальные растворы.

Субширотный глубинный разлом, прослеженный от Еланчикского разлома примерно через сс.Чермалык, Малоянисоль, ПК 90 профиля ГСЗ У–У' (рис.3I) и далее на запад до Орехово-Павлоградского субмеридионального разлома, по геологическим данным сопоставляется с Конкским разломом.

А.А.Гойжевский, анализируя материалы геологической съемки и геофизических исследований (I958), приходит к выводу о наличии Конкского разлома. Этот разлом он проводит от Октябрьского щелочного массива в субширотном направлении приблизительно до меридиана с.Басани и отмечает извилистую форму разлома, что подтверждается нашими данными.

Профилем ГСЗ этот разлом пересекается дважды (профиль У–У', ПК 80 и ПК 90). Предполагаемая мощность равна I0 км. Большие протяженность, мощность, проникновение к поверхности земной коры из глубин мантии, структурное положение (отделяет Конкско-Ялынскую впадину от остальной части Приазовского массива по ее южной периферии), геоморфологические признаки, приуроченность к нему дайковых образований позволяют отнести его к разряду глубинных.

По сведениям геологических исследований П.А.Полевой, И.Д.Энтелиса и др. (I959, I96I), средняя часть этого глубинного разлома, расположенная между меридианами г.Волновахи и с.Розовки, представляет собой южную границу Конкско-Ялынской впадины. Здесь разлом представляет собой зону мощностью 200–400 м, падение сместителя северное под углом 60°. Зона имеет блоковое строение; к оперяющим трещинам приурочена разнообразная минерализация. С зоной сопряжены локальные трещины, по которым отмечаются многочисленные дайковые образования микродиабазов и дайковых порфиритов.

Еланчикский глубинный разлом простирается примерно вдоль Грузского Еланчика от Азовского моря до сочленения Донбасса с Приазовским массивом. Видимо, он продолжается в обе стороны и является восточной границей собственно Приазовского массива. По разлому происходит резкое погружение кристаллических пород докембрия на восток

под меловые и более молодые отложения. Амплитуда опускания восточного крыла изменяется от 200 до 500 м, далее на восток она еще больше возрастает. Сейсмический профиль Амвросиевка-Новоазовское (см.рис.42 и 43) проходит вдоль этого разлома или пересекает его под очень острыми углами. В средней части профиля отмечается вертикальный уступ с амплитудой около 150 м. Возможно, этот уступ совпадает с западным крылом Еланчикского разлома. К востоку от разлома погружение докембрийского фундамента идет ступенеобразно. Если западнее него докембрийские породы обнажены или залегают под маломощной толщей третичных и четвертичных осадков, то к востоку под третичными породами сначала отмечаются меловые, а затем каменноугольные. Не исключена возможность, что при движении на восток стратиграфический разрез пополнится системами или отделами отложений различного возраста.

Пожалуй, в рассматриваемом районе было бы более правильно выделять не относительно узкий Еланчикский разлом, а в качестве единого мощного разлома всю зону, заключенную между рр.Кальмиусом и Грузским Еланчиком. На основании геофизических данных она прослеживается от Керченского полуострова на юге до Южного Донбасса на севере. Для этой зоны свойственно резкое изменение характера магнитного поля вдоль Грузского Еланчика (восточнее оно сравнительно слабое и спокойное, простирание осей аномалий беспорядочное,западнее - интенсивное с резко выраженной знакопеременностью); хорошо выражена линейность аномалий с субширотным простиранием осей; на Азовском море ориентировка осей полосовых аномалий приобретает субмеридиональное направление, но здесь также много аномалий, ориентированных субширотно; на всем пространстве от Донбасса до Керченского полуострова гравитационное поле имеет весьма протяженные и интенсивные гравитационные ступени субмеридионального простирания, но на Азовском море также широко развиты гравитационные ступени субширотного простирания, возможно чаще, чем субмеридионального.

Причину такого характера полей следует искать в разнонаправленности движений по глубинному разлому (зоне глубинных разломов) в разные периоды геологической истории и наложении тектонических движений других направлений. Если в пределах Приазовского массива докембрийские породы по обеим сторонам глубинного разлома, видимо, не имеют существенного структурно-фациального различия, а только на восточном крыле опущены на 500 м, то меловые отложения не только резко увеличивают свою мощность к востоку от Грузского Еланчика, но также меняются и по фациальному составу. В пределах Индоло-Кубанского прогиба на рассматриваемую зону глубинных нарушений наложились движения субширотного простирания, сформировавшие этот прогиб. Южнее в зоне глубинного разлома расположен Керченско-Таманский периклинальный прогиб.

Рассматриваемую зону нарушений следует считать глубинным разломом также вследствие приуроченности к ней Кальмиусского и Еланчикского протерозойских щелочных массивов сиенитового комплекса, которые считаются массивами разломного типа. Граносиениты Восточного Приазовья, по данным И.Д.Царовского, приурочены к крупным разломам субмеридионального простирания. По материалам Г.Л.Кравченко, в нижнем течении р.Кальмиуса зоне разломов соответствует довольно обширная область распространения дайковых пород (см.рис.2). По результатам исследований А.Д.Кудели, в устье р.Мокрой Волновахи амплитуда вертикальных перемещений пород по бокам Кальмиусского разлома достигает 2000 м.

По измерениям плотностей каменноугольных пород Донбасса, изоденсы как нижне-, так и среднекаменноугольнх отложений вдоль глубинного разлома резко смещены. На западном крыле разлома развиты менее плотные породы, чем на восточном. Это свидетельствует о большой мобильности структурных элементов восточнее разлома в последевонское время, чем к западу от него. Следует считать, что зона Кальмиус-Еланчикского глубинного разлома является восточной границей собственно Приазовского массива.

На крайнем востоке исследуемой территории прослеживается глубинный разлом (Аксайско-Грушевский), простирающийся от обнаженной части Донбасса на севере до Предкавказья на юге. С этим разломом связаны интенсивная гравитационная ступень, а также цепочка магнитных аномалий аналогичного простирания. Разлом имеет большие длину

(несколько сотен километров), мощность (до 10 км и более) и амплитуду перемещений крыльев; восточное крыло опущено, амплитуда сброса намного превышает 1000 м; крыло образует Новочеркасский грабен, выполненный мезо-кайнозойскими отложениями. Фундамент грабена, возможно, сложен каменноугольными породами. Глубину залегания докембрийских пород в его пределах установить пока не удалось. Однако следует полагать, что они здесь залегают на глубинах в несколько километров. Судя по характеру магнитных аномалий, среди пород, выполняющих Новочеркасский грабен, значительная роль принадлежит покровным излияниям эффузивов.

Аксайско-Грушевский глубинный разлом следует считать восточной границей Украинского щита. На восток и запад от этого разлома характер физических полей, а также состав отложений и их мощность существенно различны.

На западе Приазовского массива расположен Павлоградско-Орехово-Азовский глубинный разлом (скорее, зона глубинных разломов). На участке между Азовским морем и Донбассом его положение устанавливается достаточно однозначно. Протяженность разлома (зоны) здесь более 200 км, ширина – несколько десятков километров.

К геологическим признакам этого глубинного разлома относятся: различие структурно-фациальных условий как между структурными элементами по обе стороны от глубинного разлома, так и между структурными элементами самого глубинного разлома; широкое развитие мощных излияний основных лав, образовавших толщи метабазитов.

Вместе с тем высокая степень метаморфизма горных пород архейского и протерозойского возраста указывает на длительность развития глубинного разлома. Встречаются здесь также интрузивные и жильные породы архейского и протерозойского возраста. Отсутствие более молодых магматических образований свидетельствует о слабой магматической активности разлома в послепротерозойское время. Но поскольку подобная активность существовала ранее, нет основания не выделять глубинного разлома.

Мощные зоны глубинных разломов субмеридионального простирания Среднего Приднепровья пространственно и по времени развития совпадают с изображаемыми здесь синклинориями (Корсакским, Орехово-Павлоградским и др.). По времени развития они относятся к архею – протерозою. Следовательно, синклинории являются результатом развития глубинных разломов, а их структурные элементы – отражением контрастных движений отдельных блоков глубинных разломов.

В зоне сочленения Донбасса с восточным продолжением Приазовского массива фиксируются два глубинных разлома, пространство между которыми и представляет собой Южно-Донбасскую зону глубинных нарушений.

Самый северный глубинный разлом описываемой зоны совпадает с южной окраиной обнаженной части Донбасса и представляет собой границу между собственно Донбассом и зоной сочленения его с восточным продолжением Приазовского массива. Южный разлом ограничивает восточное продолжение Приазовского массива от зоны сочленения его с Донбассом. Этот глубинный разлом можно также назвать северной границей восточного продолжения Приазовского массива. Однако в таком названии содержится значительная доля условности. Разлом разделяет структурные элементы так, что одни из них, хотя и принадлежат восточному продолжению Приазовского массива, попадают в зону глубинных разломов, тогда как элементы, расположенные по другую сторону от него, вероятно, должны быть отнесены если не к структурным элементам Донбасса, то во всяком случае к Южно-Донбасской зоне глубинных разломов. Таким образом, северная граница восточного продолжения Приазовского массива скорее всего может быть представлена не плавной кривой, а весьма изломанной линией.

Для зоны глубинных разломов характерна сильная раздробленность докембрийских и палеозойских пород на множество блоков – горстов и грабенов, залегающих на различных гипсометрических уровнях.

С глубинными разломами связана интенсивная магматическая деятельность, обусловившая развитие интрузивных и эффузивных пород. В Шахтинском районе среди отложений среднего карбона встречаются изверженные породы, которые относятся к типу авгитовых или авгит-амфиболовых порфиритов. Изверженные породы Несветайского района залегают

в виде даек, простирание которых совпадает с простиранием каменноугольных отложений. Представлены породы палеоандезитами, состоящими в основном из плагиоклазов в виде мелких трахитовидно расположенных лейст. По р.Грушевке изверженные породы приурочены к различным толщам свиты C_2^3, представленной песчаниками, песчанистыми и глинистыми сланцами. Изверженные породы юго-восточной части Донбасса образовались в среднекаменноугольное время одновременно с угольным пластом K_5^2. Путями проникновения материнской магмы служили трещины, созданные нарушениями глубинных разломов. Изверженные породы в осадочной толще среднего карбона отмечаются только в южной части Донбасса. Это можно объяснить наличием здесь зоны крупных продольных и поперечных глубинных разломов кристаллического фундамента. Распределение магнитного поля свидетельствует также о том, что в восточном направлении интенсивность магматической деятельности усиливается, хотя, возможно, она не распространяется так далеко, как может показаться на первый взгляд. Таким образом, Южнодонбасский разлом по всем признакам должен быть отнесен к глубинным.

Глубинный разлом, простирающийся вдоль северного побережья Азовского моря и являющийся границей раздела между Восточно-Европейской платформой и зоной сочленения ее со Скифской эпигерцинской, по геофизическим признакам выделяется достаточно уверенно. Но среди геологических признаков некоторые не исследованы, например мало сведений о приуроченности к нему магматических проявлений.

Анализ глубинных разломов Северного Приазовья показывает, что они состоят из отдельных нарушений и имеют четыре главных направления: северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. Разломы классифицируются на несколько видов (порядков): глубинные разломы, разграничивающие структуры земной коры I порядка (Восточно-Европейская и Скифская эпигерцинская платформы); глубинные разломы, разделяющие структуры I порядка на структуры II порядка (Восточно-Европейская платформа: Украинский щит и Днепровско-Донецкий авлакоген; Скифская эпигерцинская платформа: Азовский вал, Каневский вал; зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской эпигерцинской: Северо-Азовский грабен); глубинные разломы, разделяющие структуры II порядка на структуры III порядка (Украинский щит: Приазовский массив, Волчанский выступ, восточное продолжение Украинского щита – Азовская антеклиза, по А.Я.Дубинскому; Днепровско-Донецкий авлакоген: зона сочленения Донбасса с Украинским щитом; Северо-Азовский грабен: система блоков – горстов и грабенов – зона сочленения Восточно-Европейской платформы со Скифской эпигерцинской); глубинные разломы, разделяющие структуры III порядка на структуры IV порядка (Приазовский массив: Конкско-Ялынская впадина, Приазовский блок, Кдановский блок, Закальмиусский горст, Бердянский трог и др.; зона сочленения Донбасса с Украинским щитом: система блоков – горстов и грабенов; система блоков зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ (ряд еще более мелких блоков); глубинные разломы, разделяющие структуры четвертого порядка на структуры пятого порядка (рис.32-36).

Общие черты структуры Северного Приазовья

При сопоставлении рис.2 и 10 видно, что складчатая тектоника Северного Приазовья в геофизических полях почти не отражается или отражается очень слабо. Для территории Салтычанского и Юрьевско-Партизанского антиклинориев отмечается, что на профиле ГСЗ, проходящем перпендикулярно этим антиклинориям, по всем границам в земной коре под ними располагается широкая синклинальная структура (см.рис.25, ПК 0-70), которая захватывает и параллельный антиклинориям Корсакский синклинорий. Вместе с тем приведенный выше анализ показал, что разломная тектоника в геофизических полях отражается весьма четко. Несомненно, этот факт указывает на преимущественную роль разломной тектоники (глубинных разломов) в формировании глубинной тектоники земной коры.

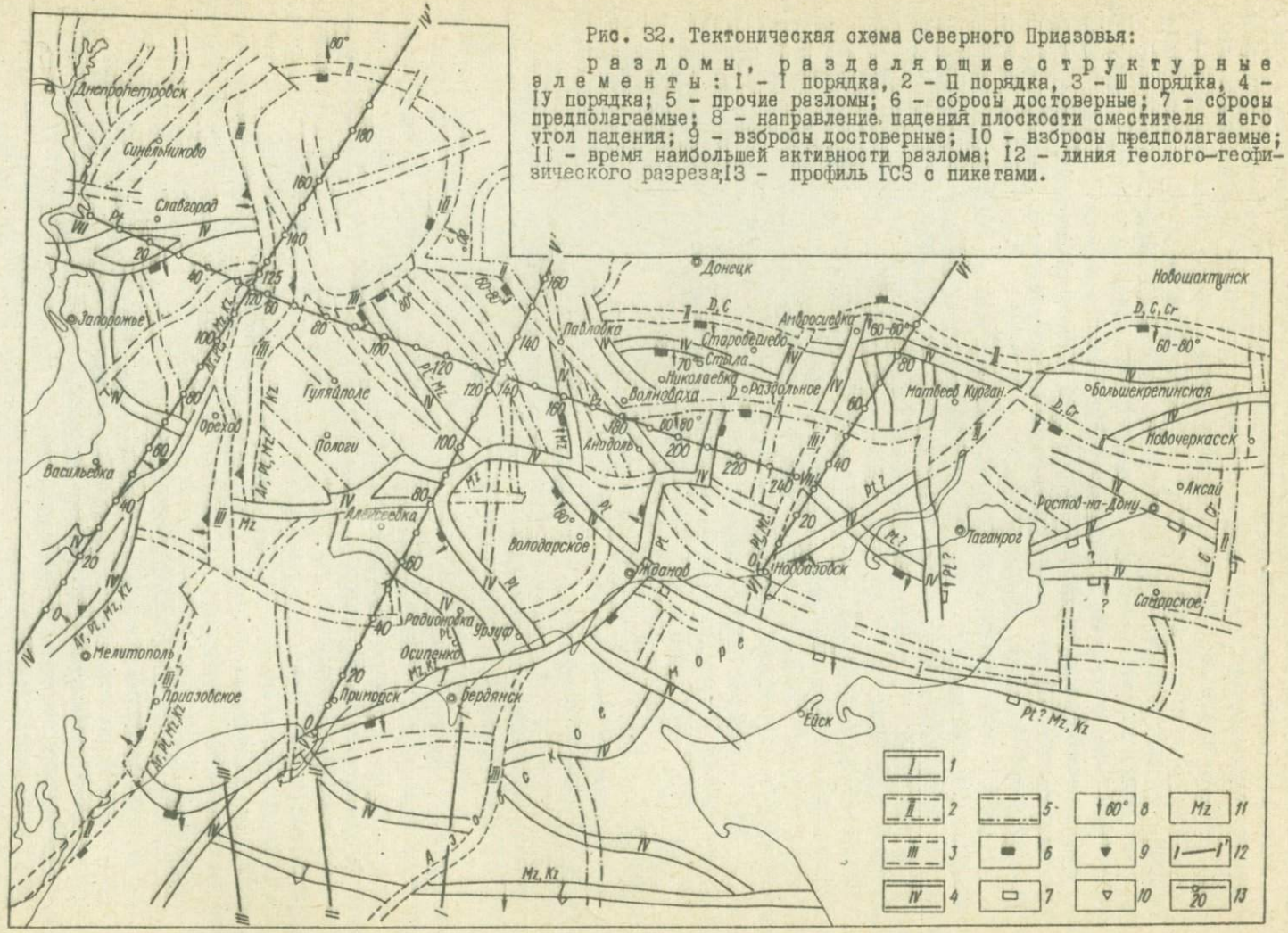


Рис. 32. Тектоническая схема Северного Приазовья:

разломы, разделяющие структурные элементы: I - I порядка, 2 - II порядка, 3 - III порядка, 4 - IУ порядка; 5 - прочие разломы; 6 - сбросы достоверные; 7 - сбросы предполагаемые; 8 - направление падения плоскости сместителя и его угол падения; 9 - взбросы достоверные; I0 - взбросы предполагаемые; II - время наибольшей активности разлома; I2 - линия геолого-геофизического разреза; I3 - профиль ГСЗ с пикетами.

По геофизическим и геологическим признакам нами выделены системы глубинных разломов, которые классифицированы в несколько порядков в зависимости от того, структурные элементы каких порядков они разделяют.

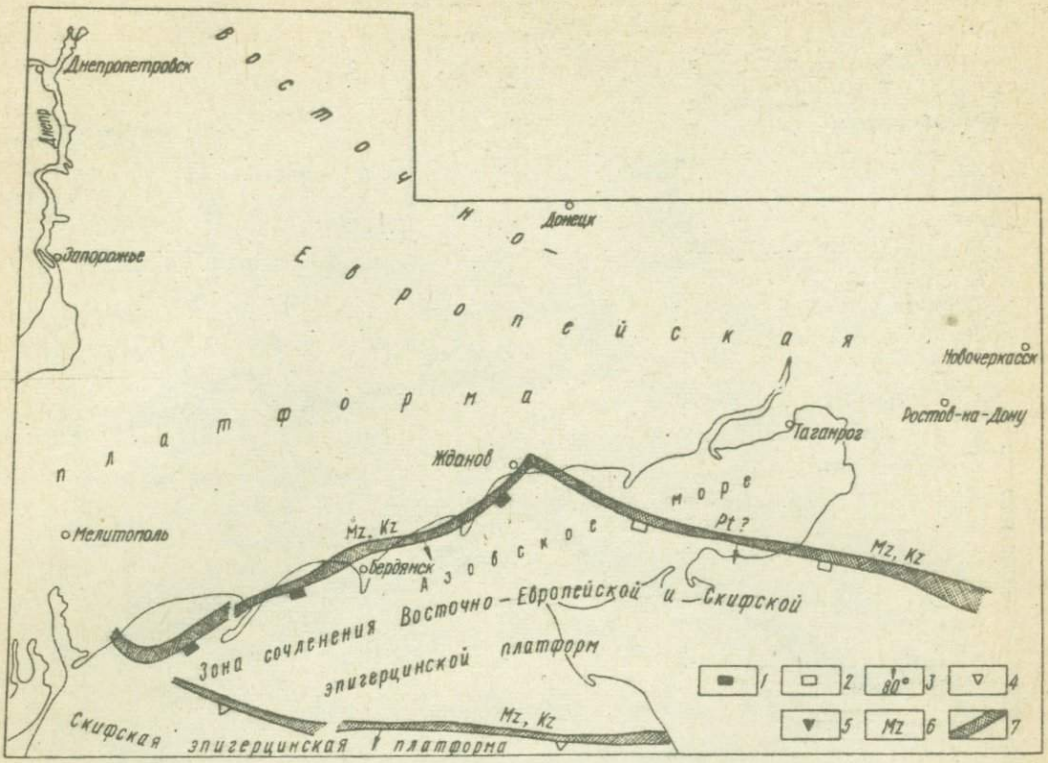


Рис.33. Тектоническая схема Северного Приазовья. Структуры I порядка:

с б р о с ы : I – достоверные, 2 – предполагаемые; 3 – направление плоскости сместителя и угол его падения; в з б р о с ы : 4 – предполагаемые, 5 – достоверные; 6 – время наибольшей активности разлома; 7 – глубинный разлом I порядка.

Северное Приазовье расположено на стыке двух структурных элементов земной коры: Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ. Они разделены разломами I порядка: один проходит вдоль северного побережья Азовского моря до г.Жданова и далее севернее Ейского п-ва на юго-восток в пределы Предкавказья, а второй – в широтном направлении от Утлюкской косы на Ейский п-в. Восточно-Европейская и Скифская эпигерцинская платформы весьма разнятся по возрасту, занимаемой площади, тектонической деятельности, составу и свойствам слагающих их толщ. Поэтому в структурном плане они должны разделяться довольно четко. Вследствие этого неверно принимать за границу между этими структурными элементами узкую полосу, представляющую собой отмеченный северный глубинный разлом I порядка. Границей здесь является не линия (хотя бы даже это был глубинный разлом), а зона сочленения, ширина которой в некоторых местах достигает 50-80 км (рис. 32 и 33).

Североприазовская часть Восточно-Европейской платформы представлена двумя структурными элементами II порядка – Украинским щитом и Днепровско-Донецким авлакогеном, разделенными зоной сочленения, ограниченной с юга и севера глубинными разломами. Собственно южной границей авлакогена в Северном Приазовье является глубинный разлом второго порядка, простирающийся от Павлограда на северо-западе через Новопавловку, Комарь, Павловку, Волноваху, Малокирсановку и южнее Новочеркасска на восток, где соединяется с Сало-Манычским разломом (рис.32 и 34).

Украинский щит – докембрийское сооружение, сложенное древними метаморфическими и магматическими кристаллическими породами. Днепровско-Донецкий авлакоген имеет герцинский возраст. Он представляет собой ровоподобную впадину с крутыми бортами разломного происхождения, заполненную дислоцированными осадками палеозойского возраста и слабодислоцированными осадками мезо-кайнозоя.

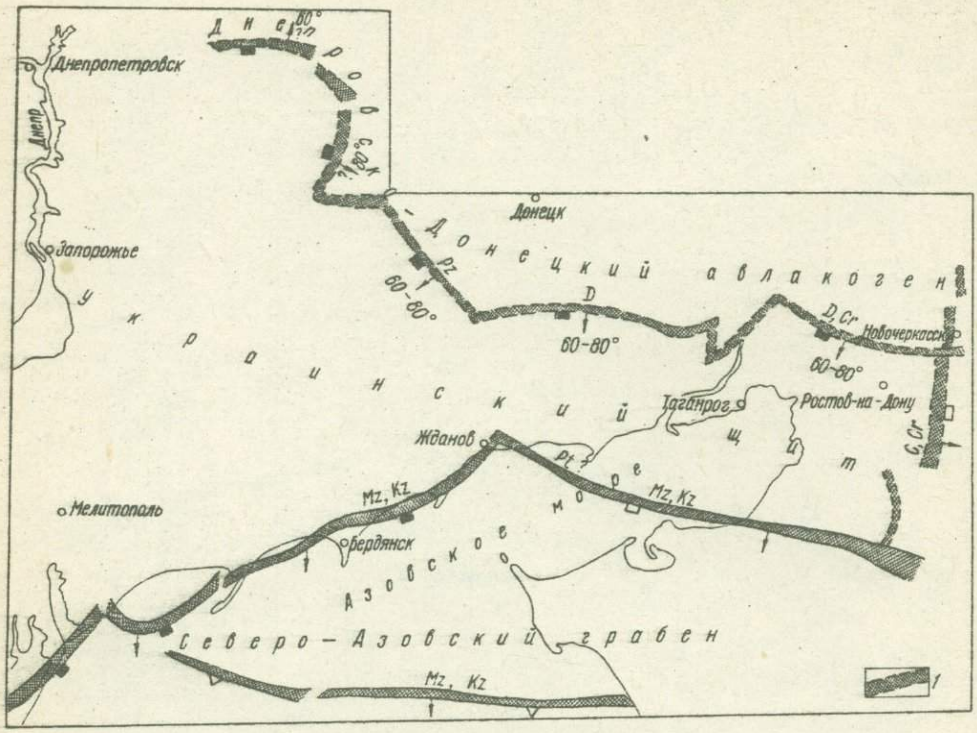


Рис.34. Тектоническая схема Северного Приазовья. Структуры II порядка:
I – глубинный разлом II порядка.
Остальные условные обозначения те же, что к рис.33.

Днепровско-Донецкий авлакоген, хотя сооружение и платформенного типа, но носит черты, приближающие его к геосинклиналям. Здесь залегает многокилометровая толща интенсивно дислоцированных и метаморфизованных отложений средне- и позднепалеозойского возраста, инъицированных породами вулканического происхождения. Вся эта толща перекрыта мощным покровом мезо-кайнозойских осадков, слабо подвергшихся тектоническим воздействиям. Глубина залегания поверхности кристаллических пород докембрия в пределах авлакогена превышает в некоторых случаях 15 км, а палеозойские породы часто выходят непосредственно на дневную поверхность. Отсюда можно судить о большей мощности палеозойских осадков в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена.

Скифская эпигерцинская платформа в североприазовской части представлена Азовским валом на западе и Каневским на востоке. Западная граница Азовского вала проходит по глубинному разлому II порядка – южному продолжению Павлоградско-Орехово-Азовского глубинного разлома. Глубинный разлом проходит через южное окончание Молочного лимана, вдоль Утлюкской косы, к Новоцарицынскому поднятию и в пределы Крыма, примерно к г.Белогорску. Этот глубинный разлом не только ограничивает Азовский вал с запада, но также делит Скифскую платформу на восточную и западную части и, вероятно, является западной границей Индоло-Кубанского краевого прогиба.

От Скифской платформы (от Азовского и Каневского валов платформы) зона сочленения отделена субширотным глубинным разломом второго порядка, проходящим примерно от

южного окончания Молочного лимана к южной части Бейского п-ва. Ложе зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ имеет мелкоблоковое строение. Сложены блоки докембрийскими, а в некоторых местах палеозойскими породами. Глубина залегания ложа достигает 2-2,5 км (см.рис.34 и 51). Выполнено оно слабодислоцированными осадками мезо-кайнозоя.

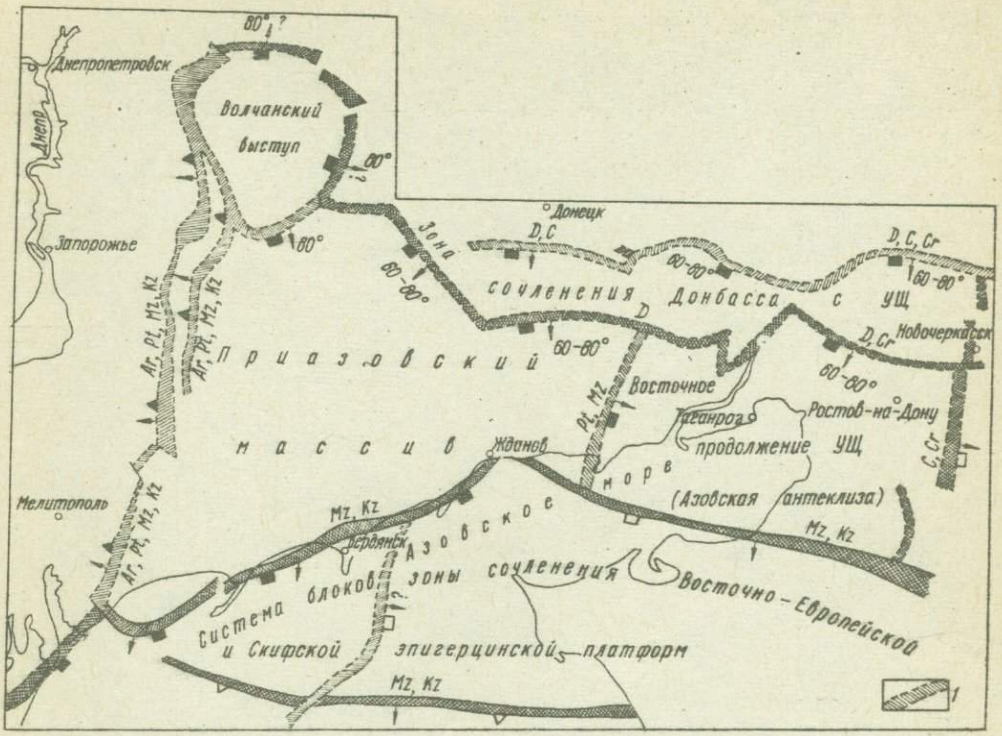


Рис.35. Тектоническая схема Северного Приазовья. Структуры Ш порядка:
I - глубинный разлом Ш порядка.
Остальные условные обозначения те же, что к рис.33.

Структурные элементы земной коры Северного Приазовья глубинными разломами Ш порядка разделяются на структурные элементы также третьего порядка (рис.35): Приазовский массив, Азовскую антеклизу и Волчанский выступ (УЩ); зону сочленения Донбасса с Украинским щитом (Днепровско-Донецкий авлакоген); систему блоков зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ (Северо-Азовский грабен).

Приазовский кристаллический массив сложен древними архейскими метаморфическими толщами и гранитами архейского и протерозойского возраста. Азовская антеклиза (название по А.Я.Дубинскому) существенно отличается от Приазовского массива. Во-первых, она погребена под толщей 500 м и более мезо-кайнозойских осадков, тогда как на Приазовском массиве их мощность, как правило, не превышает первых десятков метров. Во-вторых, располагаясь на стыке разновозрастных и разнородных структурных элементов, она подверглась существенной перестройке в герцинское и в альпийское время. Видимо, породы, слагающие Азовскую антеклизу и другие части Украинского щита, различны по составу.

Волчанский выступ занимает обособленное положение в системе Украинского щита. Охватывая Конкско-Ялынскую впадину с севера, он далеко выдается на восток, образуя лучевую сетку разломов (см.рис.32). Геотермические данные свидетельствуют о том, что тепловой поток Волчанского выступа значительно выше, чем в среднем на щите, и близок к тепловому потоку Днепровско-Донецкого авлакогена. Магматизм выступа отличается от магматизма, например, Приазовского массива. И хотя выступ прилегает к

авлакогену, геологические условия в зоне их сочленения не соответствуют таковым в восточной части зоны сочленения щита с авлакогеном.

Зона сочленения Донбасса с Украинским щитом (часть зоны сочленения Днепровско-Донецкого авлакогена со щитом) имеет специфичные части развития, свои тектонические и магматические признаки, по которым она выделена в особую структурную единицу.

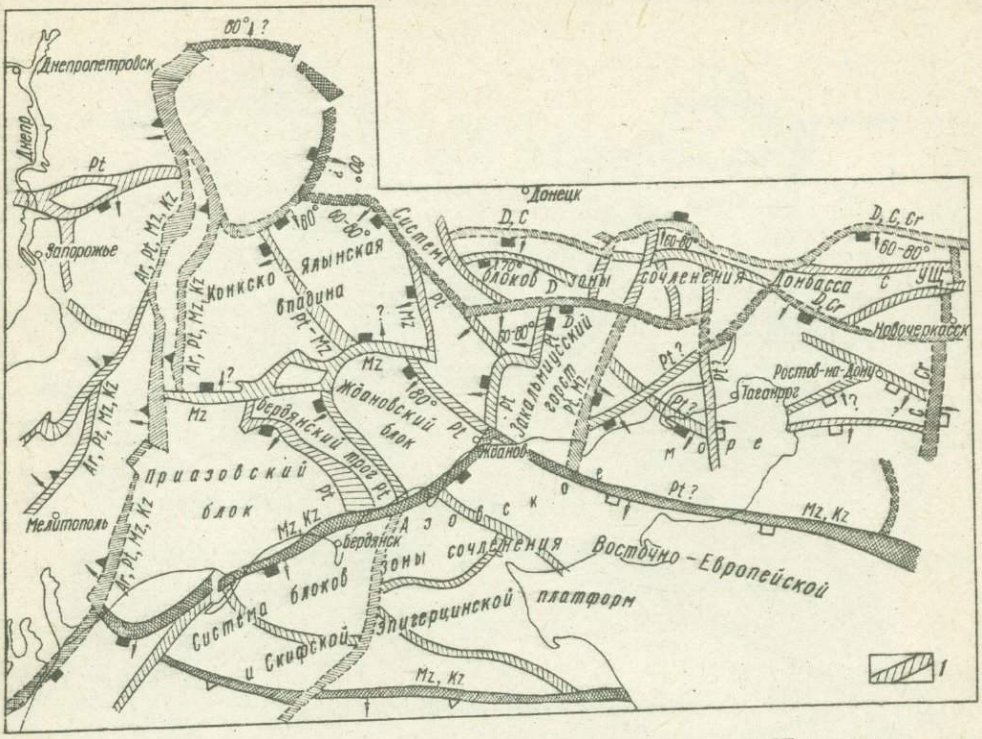


Рис.36. Тектоническая схема Северного Приазовья. Структуры IУ порядка:
I – глубинный разлом IУ порядка.
Остальные условные обозначения те же, что к рис.33.

Описанные структурные элементы Ш порядка разделены глубинными разломами на структурные элементы IУ порядка. Рассмотрим хотя бы часть из них (рис.36).

Конкско-Ялынская впадина, расположенная в северо-западной части массива, образовалась в период альпийского орогенеза и заполнена мезо-кайнозойскими осадками, мощность которых достигает 250-400 м. Самая глубокая, восточная часть впадины называется Мокроялынской. Осадки впадины дислоцированы весьма слабо.

В юго-западной части массива расположен Приазовский блок. Эта положительная структура отчетливо выделяется не только в геофизических полях, но и в рельефе докембрийской поверхности (см.рис.I8). Здесь отметки поверхности фундамента достигают 300 м, что намного превосходит отметки поверхности окружающих пространств. Блок сложен архейскими метаморфическими толщами и покрыт кайнозойскими осадками весьма незначительной мощности.

Он разбит системами нарушений на еще более мелкие блоки. Из рис.4 следует, что блоку были свойственны не только вертикальные движения, но и горизонтальные по сбросо-сдвигам (Иванушко, I967).

В южной части Приазовского массива нами выделяется Ждановский блок – структура, по геофизическим признакам сходная с Приазовским блоком. Вероятно, и в структурно-геологическом отношении они также идентичны. Отметки докембрийской поверхности блока превышают I00 м.

Приазовский и Ждановский блоки разделены Бердянским трогом. Он отчетливо фиксируется в геофизических полях по геологическим признакам, а также по отметкам по-

верхности фундамента, которые увеличиваются от -150 м на юге до +100 м на севере, оставаясь значительно меньше отметок поверхности Приазовского и Ждановского блоков. Борта трога крутые, а сам трог довольно узкий и протяженный.

На восточной окраине Приазовского кристаллического массива нами выделяется Закальмиусский горст. В структурно-тектоническом отношении он отличается от других элементов Приазовского массива тем, что здесь широко развиты граносиенитовые массивы разломного типа.

В системе Приазовского массива выделяются структурные элементы IУ порядка, которые разделяются разломами на еще более мелкие структурные элементы более высоких порядков - У, УI и т.д.

При анализе структурных элементов разных порядков можно было заметить такую закономерность: с увеличением порядка структурных элементов уменьшается различие между элементами одного и того же порядка одной и той же генеалогической ветви, но увеличивается разница между элементами структур одного порядка разных генеалогических ветвей. Например, различие между Приазовским и Ждановским блоками IУ порядка Приазовского массива меньше, чем между Приазовским массивом и Азовской антеклизой - структурами Ш порядка УЩ, хотя те и другие являются членами одной генеалогической ветви Восточно-Европейской платформы. Однако различие между структурными элементами Ш порядка - системой блоков зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ и Приазовским массивом больше, чем между самими платформами. Это объясняется локальными неоднородностями земной коры. Среди структур одной генеалогической ветви больше сказывается неоднородность коры с увеличением порядка структуры, которая нивелируется среди структур одного порядка одной и той же ветви. Аналогичная картина наблюдается и среди структур разных ветвей, но одного порядка.

По нашим данным, тектоническая рама представлена следующими глубинными разломами: Азово-Павлоградским, Южно-Донбасским, Грузскоеланчикским, Кальмиусским, Мокроеланчикским, Бердянско-Мариупольским, Конкским, Сорокинским, Девладовским, Малоянисольским и др. Некоторое несовпадение местоположения глубинных разломов по геологическим и геофизическим данным при сопоставлении схем связано с тем, что по геологическим данным разлом фиксируется на поверхности без учета угла падения разлома, тогда как по геофизическим данным местоположение разлома в плане зависит от угла падения (см.рис.3, 5, 32-36). Чем положе разлом падает на глубину, тем больше он смещается в плане от его выхода на дневную поверхность.

Блоки, заключенные между глубинными разломами, в приповерхностной части сложены архейскими метаморфическими породами, архейским и протерозойским магматическими комплексами пород. На опущенных блоках залегают толщи палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. Пространственно изверженные породы Северного Приазовья тяготеют к областям интенсивной раздробленности пород, к глубинным разломам.

Кроме разломно-блоковой тектоники в Северном Приазовье наблюдаются также складчатые структурные элементы докембрийского возраста: Стульневско-Партизанская антиклиналь, Орехово-Павлоградская, Корсакская, Гуляйпольская и Центральноприазовская синклинали и др. Все они заложены на глубинных разломах, совпадают с ними пространственно и по простиранию. Это свидетельствует о генетической связи разрывных и складчатых структур рассматриваемого района.

В Донбассе разрывная тектоника унаследована от более древних блоковых движений, а складчатая имеет палеозойский возраст и генетически связана с разломно-блоковыми движениями палеозойского возраста.

Разломно-блоковые и складчатые движения более молодого возраста унаследованы от более древних и проявляются в отложениях мезо-кайнозоя. В пределах Приазовского массива они выражены относительно слабо. На Скифской платформе, в Конкско-Ялынской впадине и Донбассе они проявились более активно. В области сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ мезо-кайнозойские отложения интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Тектоника зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом

Как уже говорилось выше, глубинные разломы нельзя отождествлять с отдельными разрывными нарушениями, фиксируемыми на поверхности Земли. Глубинный разлом – это целая зона шириной иногда в несколько километров или даже десятков километров. Заложенная в верхней мантии, она к поверхности может расширяться, образуя множество нарушений как основных, или продольных, так и оперяющих их, или поперечных. Поэтому отдельные нарушения, отмеченные на поверхности, пространственно могут не совпадать с общим направлением глубинного разлома.

Зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом представляет собой полосу шириной до 30 км. Начинается она на западе, приблизительно у меридиана с.Павловки от разлома, проходящего через ПК 180 профиля ГСЗ УП–УП′ на с.Павловку и далее на ПК 150 профиля ГСЗ У–У′. К востоку зона сочленения простирается примерно до меридиана г.Амвросиевки, где ее границей является Грузскоеланчикский субмеридиональный глубинный разлом. Южная граница зоны проходит по глубинному разлому, прослеженному от ПК 180 профиля УП–УП′ в субширотном направлении до ПК 55 профиля УІ–УІ′. Северной границей зоны можно считать субширотный глубинный разлом, проходящий севернее пос.Старобешева. Зона имеет мелкоблоковое строение, интенсивно раздроблена и насыщена магматическими породами (рис.37, 38).

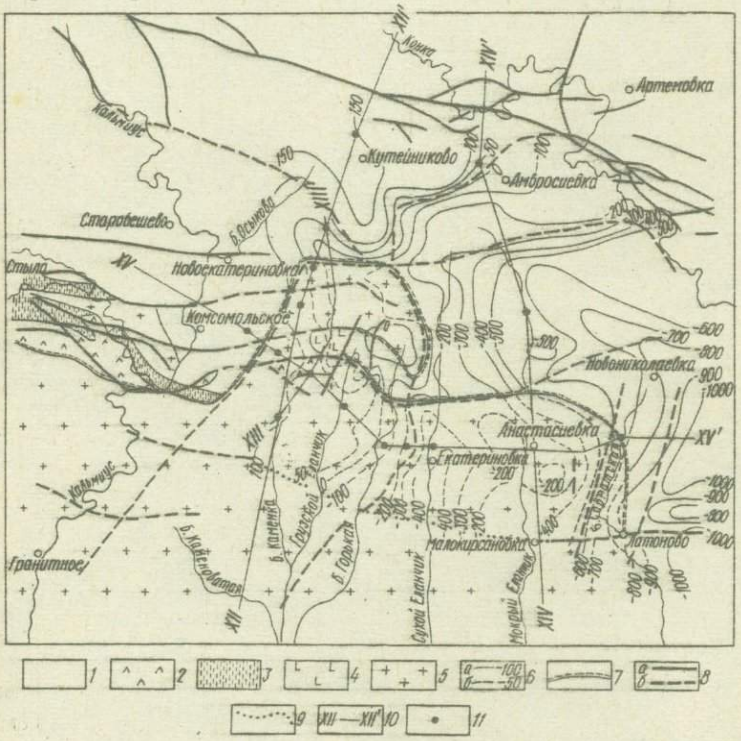


Рис.37. Структурная карта поверхности домеловых пород зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом:

1 – каменноугольные отложения; 2 – эффузивные породы (порфириты и базальты); 3 – девонские отложения; 4 – основные и ультраосновные породы (габбро, пироксениты, перидотиты); 5 – кристаллические породы докембрия разного состава (граниты серые и розовые, кварцевые сиениты и сиениты диаллаг–роговообманковые, габбро–диориты, мигматиты, полимигматиты и др.); 6 – изогипсы поверхности пород: а – каменноугольных, б – докембрийских; 7 – южная граница развития палеозойских отложений; 8 – тектонические нарушения: а – по геологическим данным, б – по геофизическим данным; 9 – северная граница полосы линейно вытянутых магнитных аномалий; 10 – линия геолого–геофизического разреза; 11 – буровая скважина.

Сложность тектоники зоны сочленения объясняется главным образом наличием большого количества разломов, которые разбивают как кристаллический фундамент, так и палеозойские осадочные породы на отдельные блоки, перемещение которых относительно друг друга создало сложную мозаичную структуру. Большинство разломов относятся к субширотным, иногда с небольшим отклонением в обе стороны. Многие из них наряду со значительной амплитудой смещений характеризуются также большой протяженностью. Падение их чаще всего южное, углы падения составляют 60–80°.

На детальной геологической карте района Великоанадоль–Новотроицкое–Докучаевск–Стыла–Комсомольск, составленной Ф.З.Левиной, под редакцией Н.А.Дыновского (1960), в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом отмечается большое количество тектонических нарушений разрывного характера с северо-западной, субширотной и северо-восточной ориентировками. Наиболее развиты нарушения субширотного простирания.

По материалам геологических исследований А.Я.Древиным (1957) в районе слияния б.Антон-Тарама с р.Мокрой Волновахой (примерно на долготе с.Николаевки) установлено два разлома субмеридионального простирания. Положение западного разлома определяется довольно точно по данным канав, восточного – по резкой смене простирания осадочных пород. Блок, заключенный между этими разломами, приподнят, что подтверждается отсутствием осадочных отложений. С разломами связано полиметаллическое оруденение.

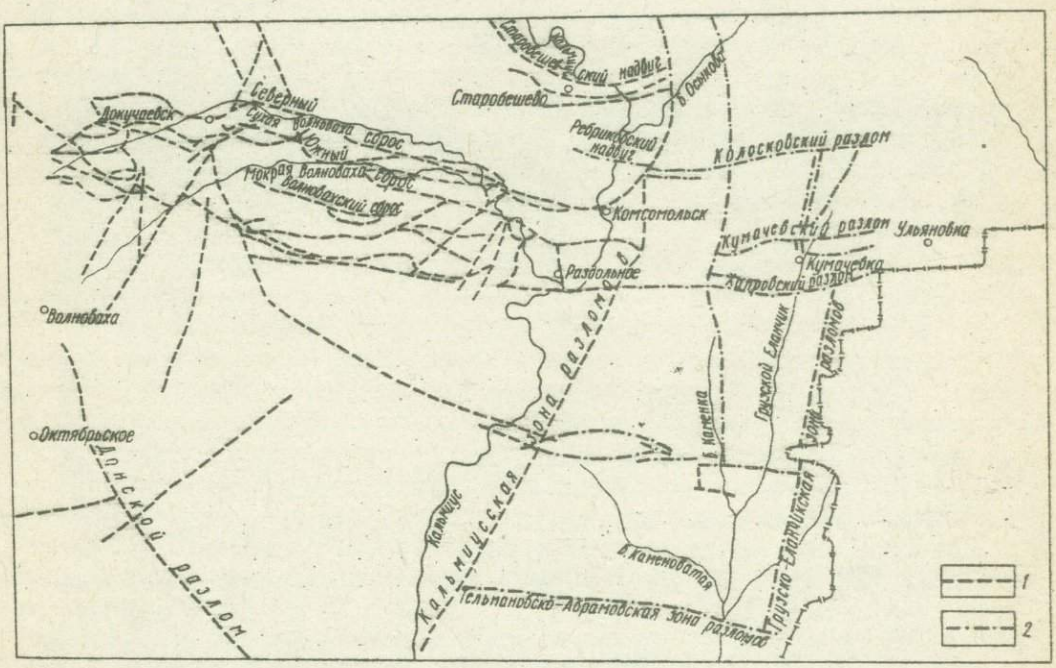


Рис.38. Схема разломов зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом (по материалам Приазовской ГРЭ):

I – тектонический разлом; 2 – глубинный разлом, перекрытый осадочной толщей.

Восточная часть зоны сочленения (восточнее р.Кальмиуса) обнажена хуже, чем западная, и здесь ее изучение возможно в основном геофизическими методами и бурением. Интенсивные гравитационные и магнитные аномалии юго-западной и южной частей массива обусловлены обнаженными или неглубоко залегающими кристаллическими породами. На севере интенсивные гравитационные аномалии соответствуют обнаженной части Донбасса, а слабые магнитные – глубоко залегающему докембрийскому фундаменту. Полоса слабых гравитационных аномалий, разделяющая эти две области, характеризует погружение структур Донбасса и Приазовского массива на разные глубины под мезо-кайнозойские осадки.

В этой части зоны сочленения фиксируются разломы, разделяющие породы на разновеликие блоки. Один из разломов, названный нами Амвросиевским сбросом, начинается

северо-западнее с.Белояровки, где он ответвляется от системы нарушений северо-западного – юго-восточного простирания и, круто повернув севернее г.Амвросиевки на юго-запад, протягивается до хут.Копаны. Амплитуда Амвросиевского сброса достигает 300 м. Электрозондирования фиксируют здесь погружение поверхности каменноугольных отложений на 300 м к югу на расстоянии около 1,5 км.

Южный разлом, названный нами Верхнееланчикским сбросом, начинается севернее с.Успенского, ответвляясь здесь от системы нарушений общего северо-западного – юго-восточного простирания, и тянется на запад примерно до хут.Цибуляновки (рис.37). Вдоль этого направления по данным ВЭЗ наблюдается погружение поверхности каменноугольных отложений (ступень в рельефе его поверхности) с амплитудой 300–400 м на расстоянии около 2 км.

Таким образом, по меридиану г.Амвросиевки установлено уступообразное погружение каменноугольных отложений к югу под верхнемеловые осадки (рис.39). Юго-западнее хут.Копаны эти два разлома соединяются в один. Здесь изогипсы поверхности домеловых пород вырисовывают залив, вдающийся далеко на запад от верховьев р.Сухого Еланчика (севернее с.Новоивановки).

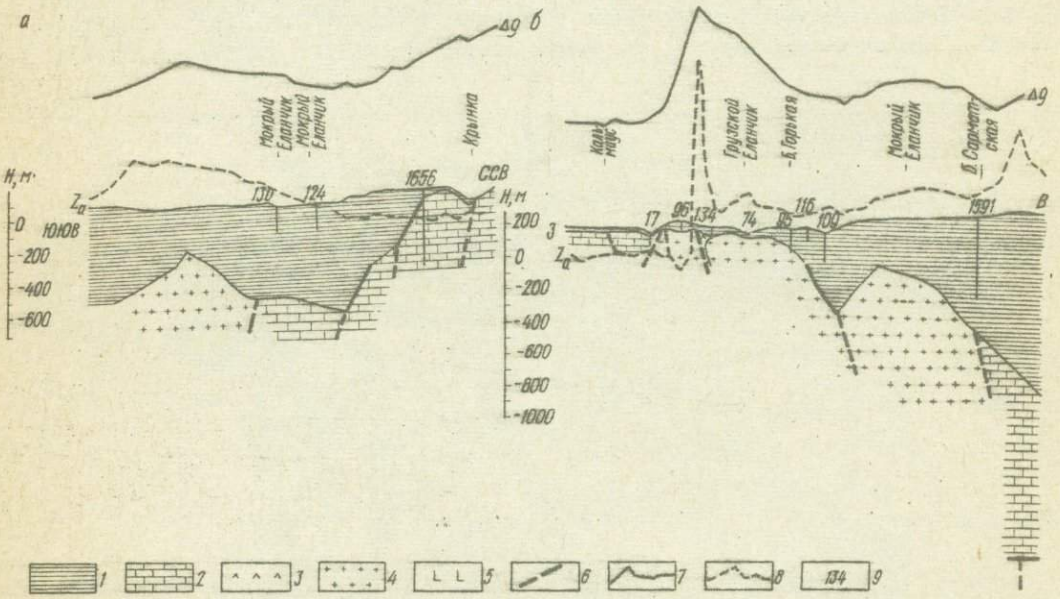


Рис.39. Геолого-геофизические разрезы: а – по линии XIУ–XIУ , б – по линии XУ–XУ'.

I – мезо-кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные отложения; 3 – эффузивные породы; 4 – докембрийские породы разного состава (граниты серые и розовые, кварцевые сиениты, габбро-диориты, мигматиты, полимигматиты и др.); 5 – основные и ультраосновные породы; 6 – тектонические нарушения; 7 – кривая аномального гравитационного поля; 8 – кривая аномального магнитного поля; 9 – скважина и ее номер.

Далее на запад Верхнееланчикский разлом прослеживается в субширотном направлении к устью б.Осыковой. Западнее геологическими исследованиями зафиксирована в каменноугольных породах целая система нарушений с амплитудами от 50 до 100 м. У всех нарушений опущены юго-восточные крылья.

Амвросиевский разлом западнее хут.Копаны вновь ответвляется от Верхнееланчикского в направлении на пос.Моспино, южнее которого он, вероятно, соединяется с известной здесь системой тектонических нарушений открытой части Донбасса.

Южная аномальная область зоны сочленения соответствует обнаженным или неглубоко залегающим докембрийским породам Приазовского массива. Она представлена рядом аномалий, разных по конфигурации, площади и интенсивности. Кроме того, общее простирание гравитационных аномалий этой области почти перпендикулярно простиранию аномалий обнаженной части Донбасса.

Здесь фиксируется крупная зона разломов, названная Кальмиусской. Она проходит от хут.Шевченко на хут.Колоски, хут.Хлебороб и далее на запад. К ней приурочена зона дробления. На промежутке хут.Шевченко - хут.Хлебороб докембрийские породы быстро погружаются под палеозойские. Если в 1-1,5 км к востоку от этой линии (скв. 94, 96, 98, 99, 100, 106) на глубине 40-100 м под третичными отложениями бурением устанавливаются докембрийские породы, то к западу от нее непосредственно под четвертичными образованиями на глубине 10-15 м (скв. 17, 20) залегают нижнекаменноугольные осадки. У г.Комсомольска они выходят на поверхность, а в месте заложения Каракубских известняковых карьеров (правый берег р.Кальмиуса) мощность отложений нижнего карбона достигает сотен метров (разрез ХУ-ХУ', рис.39).

Еланчикский глубинный разлом начинается северо-западнее с.Новоивановки и вдоль б.Горькой тянется до ее среднего течения, где поворачивает на юго-запад к с.Кузнецова-Михайловка, и вдоль Грузского Еланчика уходит на юг к г.Новоазовску.

Электрозондирования фиксируют здесь погружение докембрийского фундамента с глубины около 100 м у с.Кумачевки до глубины 500 м южнее с.Екатериновки (рис.37). Скважина, пробуренная на северной окраине с.Екатериновки до глубины свыше 200 м, остановлена в меловых отложениях (разрез ХУ-ХУ', рис.39).

Таким образом, приходится констатировать, что обнажающийся по р.Грузскому Еланчику и б.Каменке и Каменоватой массив докембрийских пород простирается на небольшой глубине значительно далее на север, чем это изображалось на геологических картах. Его северная окраина находится на расстоянии около 11 км от железной дороги Иловайск-Таганрог. Здесь, по данным ВЭЗ, абсолютные отметки поверхности массива не менее -100 м. Далее на север он быстро погружается под угленосные осадки. Отметка поверхности докембрия в 4 км к западу - юго-западу от хут.Копаны достигает -800 м. Скважина, пробуренная у северо-западного края хут.Исаева Балка до глубины 554,5 м (абс. отметка забоя скважины -404,5 м), остановлена в нижнекаменноугольных отложениях.

По разлому докембрийские породы контактируют с каменноугольными. Судя по глубине залегания докембрия (около 1000 м) севернее разлома, тектонический контакт близок к вертикальному. Видимо, здесь нарушение представляет собой взброс (или даже надвиг), у которого поднято южное крыло и опущено северное. Следует отметить, что в результате детальной инструментальной геолого-промышленной съемки в устье б.Осыковой зафиксированные нарушения классифицируются как надвиги. Северо-западные крылья надвигов подняты, а юго-восточные - опущены; углы падения плоскостей сбрасывателей довольно крутые - 50-70°. На разрезах XII-XII' и XIII-XIII' (рис.40) показан характер контакта докембрийских и каменноугольных пород, развитых юго-западнее хут.Копаны.

Бурение подтверждает продолжение докембрийского массива на небольшой глубине к северу. У хут.Шевченко на глубине 110 м скважиной вскрыты зеленые крупнозернистые выветрелые сиениты.

Следовательно, докембрийский массив верховьев Грузского Еланчика в тектоническом отношении представляет собой горст, названный нами Покрово-Киреевским. Горст поднят относительно более молодых отложений и разбит нарушениями на более мелкие блоки. Например, одно из них проходит от устья р.Мокрой Волновахи на с.Кумачевку. Западным его продолжением является разлом, ограничивающий с юга эффузивное тело, расположенное в бассейне Мокрой Волновахи. На всем своем протяжении разлом фиксируется цепочкой магнитных аномалий, протягивающейся с запада на восток от с.Стылы через с.Раздольное на с.Кумачевку. С этим разломом связаны мощные излияния эффузивов. Судя по соотношению положительной и отрицательной ветвей кривой аномального магнитного поля, предполагается крутое (близкое к вертикальному) падение плоскости сбрасывателя в юго-восточном направлении. К востоку от с.Кумачевки данному разлому, по-видимому, соответствует разлом, установленный бурением.

Севернее описанного фиксируется еще один субширотный разлом. К югу от него вскрыты пироксениты (скв.128), севернее залегают граниты и сиениты. Бурением под-

тверждается продолжение его в юго-восточном направлении до б.Горькой; к западу он проходит южнее г.Комсомольска, где фиксируется геологической съемкой.

Как установлено бурением, северо-восточнее с.Кумачевки нижнекаменноугольные известняки оказались зажатыми среди пород кристаллического массива, разбитого поперечными сбросами.

То, что сбросами затронуты не только кристаллические породы, но и осадочная толща нижнего карбона и даже частично мела, дает основание отнести некоторые тектонические нарушения ко времени ранний карбон – поздний мел. По ним произошли мощные излияния различных эффузивов, которые прорвали всю толщу пород до палеозоя.

Наконец, севернее хут.Вишневого располагается еще один субширотный разлом. Южнее него залегают породы, по-видимому, близкие по составу к основным, а севернее – близкие к кислым или щелочным (граниты, сиениты).

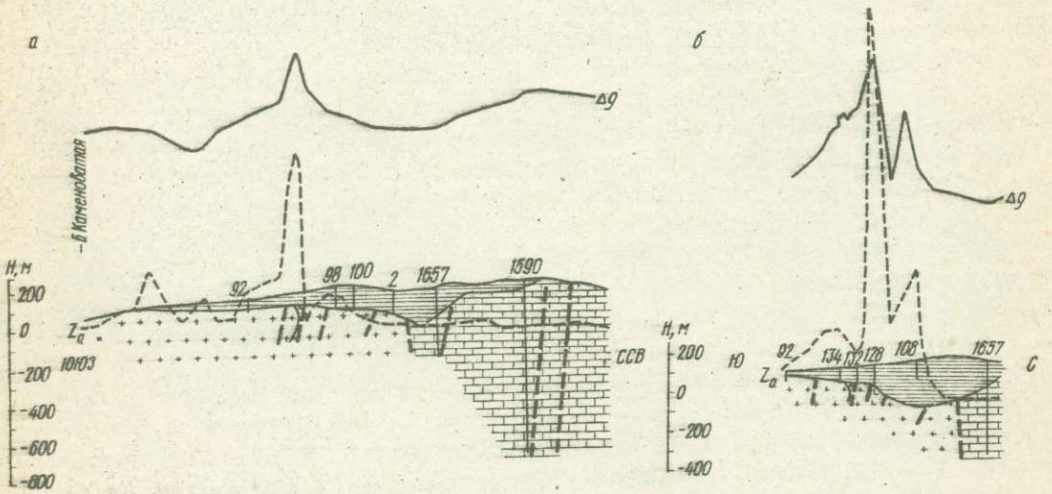


Рис.40. Геолого-геофизические разрезы: а – по линии XII–XII′, б – по линии XIII–XIII′. Условные обозначения те же, что и к рис.39.

Западнее хут.Колоски разлом прослежен к хут.Ребриков, где скважинами вскрыты войковские граниты на глубине 15–14 м; северо-западнее на глубине 11 м пробурены рыхлые песчаники нижнего карбона; кристаллические породы докембрия, по данным ВЭЗ, залегают здесь на глубине 90 м.

Детальной инструментальной съемкой близ хут.Ребрикова установлен надвиг широтного простирания, фиксируемый скважиной, а западнее, в б.Дурбаева, прослеживающийся и по обнажениям нижнекаменноугольных пород. Стратиграфическая амплитуда надвига 90 м; угол падения плоскости сбрасывателя до 70°; северо-западное крыло поднято. Севернее этого нарушения на небольшой глубине везде вскрыты нижнекаменноугольные отложения.

К югу, по данным ВЭЗ, войковские граниты резко погружаются под палеозойские отложения. На южной окраине хут.Войкова палеозойские породы залегают на глубине 10 м, а докембрийские – на глубине 200 м. Следовательно, приходится считать, что Войковский гранитный массив расположен на поднятом крыле крупного тектонического разлома.

В Покрово-Киреевском горсте бурением выявлено два нарушения юг – юго-западного простирания, одно из которых проходит западнее верховьев Грузского Еланчика, а другое – восточнее. На магнитной и гравитационной картах они фиксируются слабо, что,

очевидно, обусловлено ультраосновными породами, которые создают интенсивные аномалии, затушевывающие влияние нарушений.

По данным ВЭЗ, докембрийские породы погружаются до глубин 250–500 м в междуречье б.Горькой и р.Сухого Еланчика, а в междуречье Сухого и Мокрого Еланчиков снова воздымаются и у с.Анастасиевки залегают на глубине 275–300 м (рис.37). Западнее б.Сарматской они снова резко погружаются до глубин свыше 1000 м. В южном и северо-восточном направлениях погружение более спокойное. Таким образом, в районе с.Анастасиевки докембрийский фундамент по отношению к Покрово-Киреевскому горсту залегает в виде ступени, которую мы назвали Анастасиевской. С гравитационной ступенью б.Сарматской связана зона субмеридиональных разломов, по которой докембрийские образования резко погружаются на восток (разрез ХУ–ХУ', рис.39). Точную глубину их залегания с помощью ВЭЗ здесь установить не удалось, она превышает 1000 м. Возможно, что в этой депрессии на докембрийских породах залегают каменноугольные. Глубина верхней кромки возмущающего тела, создающего северо-восточную Латоновскую магнитную аномалию, по способу касательных равна 2100 м, по способу точек перегиба – 2500 м. Возможно, что верхняя граница возмущающего тела совпадает с докембрийской поверхностью; в таком случае мощность палеозойских отложений в этой депрессии превышает 1000 м.

По расчетам, произведенным для северо-западной Латоновской аномалии, глубина залегания верхней границы тела составляет около 600 м по способу касательных и около 300 м по способу точек перегиба, что в первом случае только на 25–50 м больше расчетной глубины по данным ВЭЗ. Второе значение (300 м) занижено в два раза по сравнению с данными ВЭЗ и способу касательных, что, видимо, связано с трудностью определения местоположения точек перегиба по кривой аномального значения магнитного поля. Таким образом, по данным ВЭЗ и магниторазведки, каменноугольных отложений в этой депрессии нет.

Расчет глубины залегания верхней кромки возмущающего тела, создающего юго-восточную Латоновскую аномалию, дает величину значительно больше, чем глубина опорного электрического горизонта. Возможно, эта разность соответствует мощности палеозойских отложений.

Судя по форме, общему простиранию и интенсивности, Латоновские магнитные аномалии связаны с крупными разломами, по которым внедрились сильно магнитные породы. Симметричность аномалий относительно осевой линии свидетельствует о близком к вертикальному падению плоскостей сбрасывателей.

Следовательно, Сарматская зона разломов представляет собой целую систему региональных нарушений, часть которых заполнена магнитным материалом.

В верховьях Сухого Еланчика, по данным ВЭЗ, на докембрийских породах залегают каменноугольные. К востоку глубина их залегания постепенно увеличивается до 800–900 м. По линии с.Кутейниково-хут.Копань-с.Васильевка-с.Новониколаевка поверхность палеозойских пород образует впадину (названную нами Верхнееланчикской), наклоненную к юго-востоку. Если в районе с.Кутейникова отметки палеозойской поверхности составляют +100–150 м, то в районе с.Новониколаевки они опускаются до (-800)-(900) м. Впадина заполнена верхнемеловыми, третичными и четвертичными осадками.

На структурной карте относительно линии Кумачевка-Анастасиевка отмечается погружение домеловых пород к югу и север -северо-востоку. У с.Анастасиевки, по данным ВЭЗ, под мезо-кайнозойскими породами залегают докембрийские, а к северу от этой линии на некоторой глубине – палеозойские образования. Южная граница развития палеозойских пород проходит примерно по линии Богатырь-Новоукраинка-Павловка-Ольгинка-Николаевка-Раздольное-Шевченко-Вишневый-Новоивановка-Анастасиевка-Латоново и далее на восток (см.рис.37).

В результате геофизических исследований нами составлена тектоническая схема зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом (рис.41). Покрово-Киреевский горст является восточным продолжением Приазовского массива и сочленяется с соседними структурами через системы крупных тектонических нарушений: на западе через Каль-

миусскую зону разломов – со структурами Приазовского массива, на севере через крупные субширотные нарушения – с Верхнеелančикской впадиной и на востоке через Еланчикскую зону разломов – с Анастасиевской ступенью, которая представляет собой продолжение Приазовского массива на глубине.

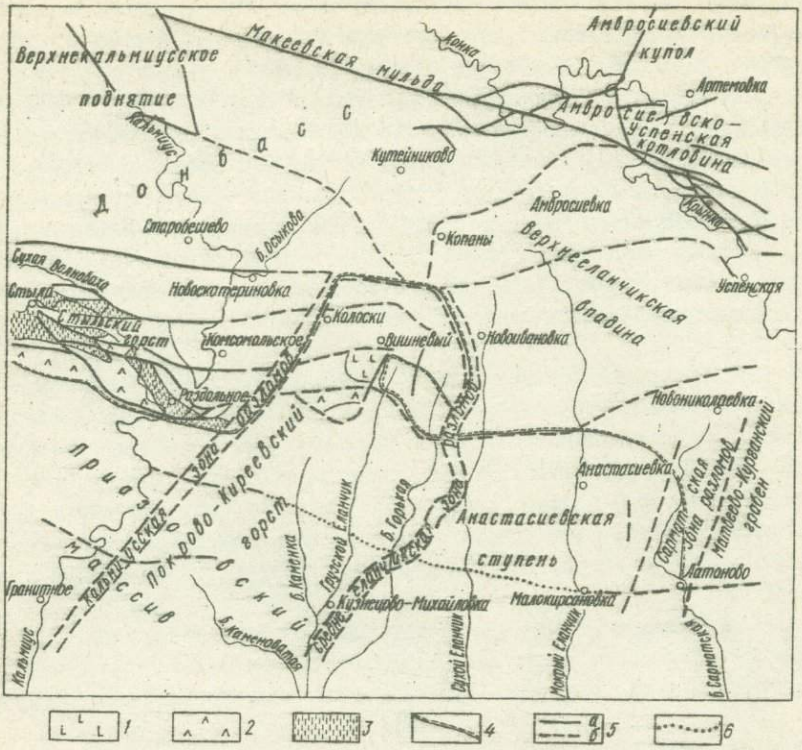


Рис.41. Схема тектоники зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом:

1 – ультраосновные и основные породы; 2 – эффузивные породы; 3 – девонские отложения; 4 – южная граница развития палеозойских отложений; 5 – тектонические нарушения: а – по геологическим данным, б – по данным геофизики; 6 – северная граница полосы линейно вытянутых магнитных аномалий.

На западе в зоне сочленения находится Стыльский горст. Непосредственно с севера с Приазовским массивом сочленяется Верхнеелančикская тектоническая ровоподобная впадина, которая в юго-восточной части открывается в пределы Матвеево-Курганского грабена – восточного продолжения этой впадины. Северный борт впадины совпадает с границей обнаженной части Донбасса, где расположены Макеевская мульда, Амвросиевско-Успенская и Голодаевская котловины.

Тектоника северо-восточной части Приазовья

В структурном отношении Северное Приазовье неоднородно. Разновозрастные его структурные элементы разделяются на более мелкие структуры или переходят в структурные элементы другого плана. Например, Приазовский массив, ограниченный на востоке Еланчикской зоной разломов, преобразуется в более мелкие структурные элементы. Это отразилось на структурном плане всего массива и определило блоковый характер его строения. Западная его часть до междуречья Кальмиус-Грузской Еланчик обнажена или залегает неглубоко под третичными и четвертичными осадками, к востоку массив погружается на большие глубины под мезо-кайнозойские отложения (иногда палеозойские), достигающие 1000 м и более.

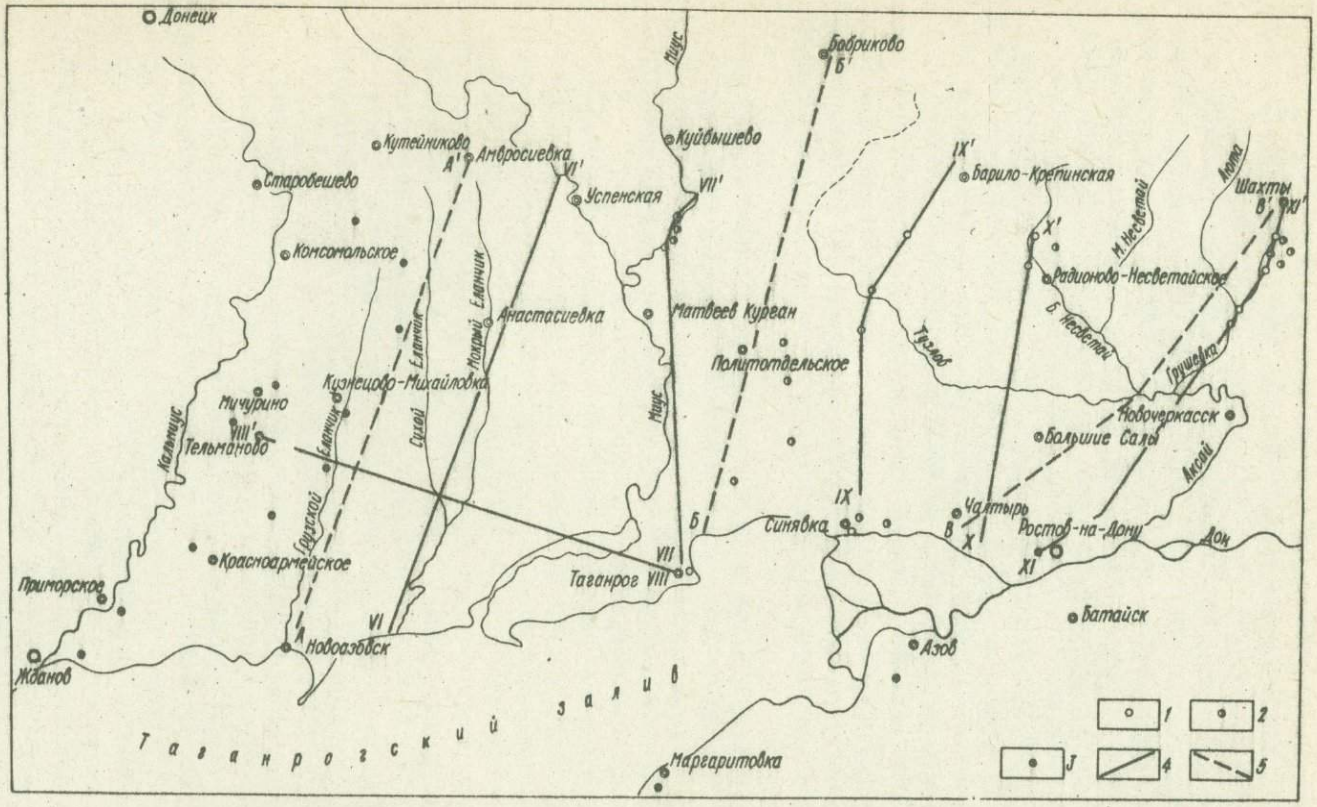


Рис.42. Схема расположения геолого-геофизических разрезов, сейсмических профилей и буровых скважин на территории северо-восточной части Приазовья:

I - скважины, вскрывшие мезо-кайнозойские отложения; 2 - скважины, вскрывшие докембрий; 3 - скважины, вскрывшие каменноугольные породы; 4 - линия геолого-геофизического разреза; 5 - сейсмический профиль.

Субмеридиональной полосе, расположенной в междуречье Кальмиуса и Грузского Еланчика, свойственны значительные вертикальные и, вероятно, горизонтальные перемещения блоков по тектоническим швам.

Изолинии плотностей каменноугольных отложений южной части Донбасса ведут себя по-разному. Западнее р.Кальмиуса плотность каменноугольных пород значительно ниже, чем восточнее, и очень быстро возрастает к южной границе Донбасса (от 2,15 до 2,50 г/см^3). Причем с приближением к р.Кальмиусу значения плотности возрастают, изоденсы принимают параллельное реке положение. Восточнее р.Кальмиуса плотность пород постепенно увеличивается к южной границе Донбасса. Изоденсы идут почти параллельно границе, слегка поворачивая к северу у р.Кальмиуса.

Это дает основание утверждать, что отдельные участки Приазовского массива вели себя по-разному на протяжении палеозойского (а вероятно, и более позднего) времени. Линия раздела проходила, примерно, по 38-му меридиану. К востоку от этой линии располагалась наиболее мобильная часть массива. Она претерпела интенсивные опускания (ранний палеозой) и поднятия (поздний палеозой), а также, вероятно, горизонтальные перемещения. Западная часть Приазовского массива, расположенная к западу от 38-го меридиана, в меньшей степени подвергалась тектоническим воздействиям в палеозойское время (низкая плотность каменноугольных отложений Западного Донбасса), хотя местные напряжения проявились достаточно интенсивно (резкое увеличение плотности каменноугольных пород по южной периферии Донбасса западнее 38 меридиана).

Северо-восточная часть Приазовья закрыта мощной толщей послекарбоновых отложений. Только часть территории заснята среднемасштабной гравиметровой съемкой и в западной части площади пройден профиль ГСЗ Новоазовск-Ворошиловград. Поэтому тектонические построения более схематизированы, чем для зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом.

Для построения тектонической схемы северо-восточной части Приазовья нами использованы, кроме данных гравиметрии и магнитометрии, профили КМПВ (рис.42, 43) и профили скважин. Расположенные определенным образом на исследованной территории, они дали возможность отстроить несколько геолого-геофизических разрезов (рис.44-49), по которым изучена структура поверхности домеловых пород (рис.50).

Наименьшие отметки глубины залегания поверхности домеловых пород отмечаются на самой западной окраине района (вблизи р.Кальмиуса) и на северо-западе междуречья Кальмиус-Крынка. Здесь они превышают +100 м. Вблизи побережья Азовского моря (на юго-западе изучаемой территории) изогипса +100 м протягивается по левобережью р.Кальмиуса, почти вдоль него, и только в районе с.Старобешева поворачивает на северо-восток, уходя в пределы открытого Донбасса. В районе ст.Кутейниково фиксируются отметки свыше +150 м. К востоку глубины фундамента постепенно увеличиваются до 100 м. В южной части района изогипсы выпуклостью направлены на восток, а в северо-западном углу образуют своеобразный изгиб, как бы оконтуривал "залив", вдающийся по междуречью Кальмиус-Крынка в пределы открытого Донбасса.

В устье р.Кальмиуса в южном и юго-восточном направлениях, в нижнем течении р.Грузского Еланчика в юго-восточном и в междуречье Грузского и Сухого Еланчиков в восточном направлениях глубина фундамента интенсивно увеличивается до отметок -500 м, а в устье р.Грузского Еланчика до (-900) - (-1000) м. Погружение фундамента происходит равномерно, и только в районе с.Екатериновки изогипсы -300 и -400 м делают крутой поворот на восток. На левобережье р.Мокрого Еланчика они огибают выступ фундамента у с.Анастасиевки и уходят в упомянутый выше "залив". Затем, повернув на северо-восток и далее на восток, они протягиваются вдоль южной границы открытой части Донбасса. Минимальные отметки глубины залегания фундамента на Анастасиевском выступе не превышают -150 м (рис.44).

В междуречье Сухого и Мокрого Еланчиков (район с.Федоровки) фундамент образует впадину (грабен), переходящую на севере в Анастасиевский выступ. Максимальные отметки глубины впадины превышают -650 м.

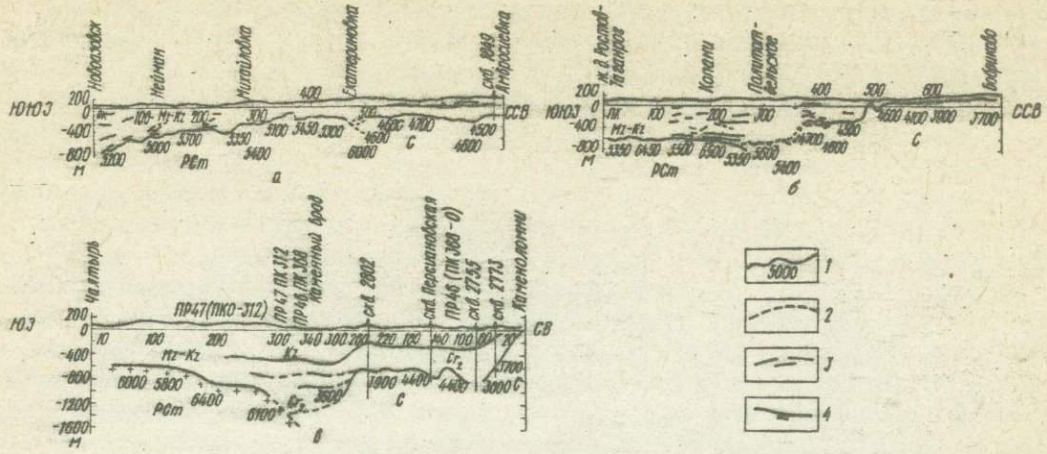


Рис.43. Сейсмические профили: а – по линии Новоазовск–Амвросиевка (А–А') (по материалам В.Т.Троянского, В.Д.Киселева и др.), б – по линии ж.д. Ростов–Таганрог–Бобриково (Б–Б') (по материалам В.Т.Троянского, В.Д.Киселева и др.), в – сейсмогеологический разрез по линии Чалтырь–Каменоломни (В–В') (по материалам Л.Н.Шальновой):

I – преломляющая граница (граничные скорости в м/сек); 2 – горизонты, построенные по одиночным годографам или по неуверенным данным; 3 – отражающая граница; 4 – совпадение преломляющей и отражающей границ.

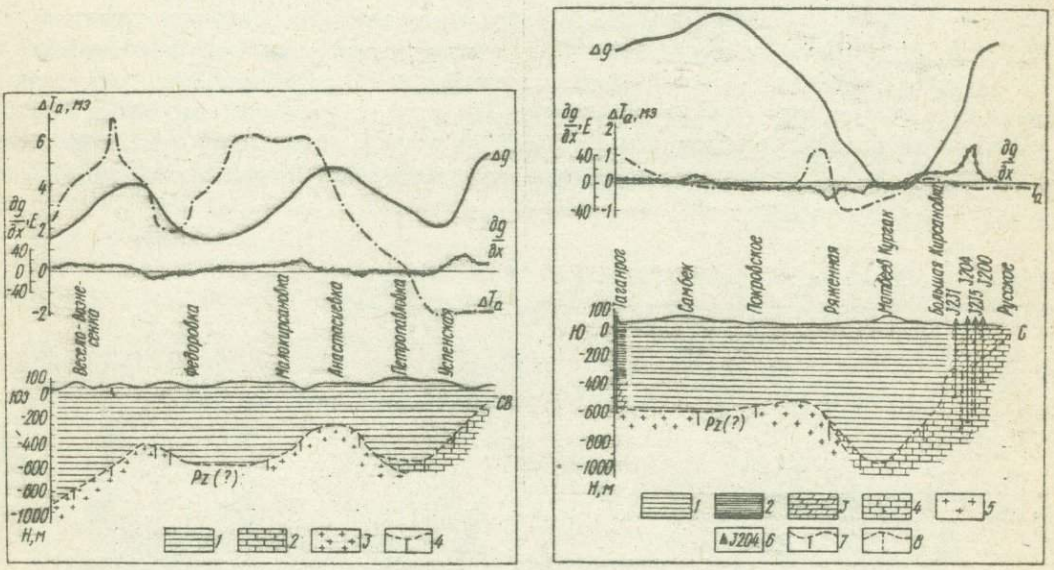


Рис.44. Геолого-геофизический разрез по линии Весело–Вознесенка–Успенская (УI–УI') (по материалам Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря):

I – мезо-кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные отложения; 3 – докембрийские образования; 4 – контакт достоверный.

Рис.45. Геолого-геофизический разрез по линии Таганрог–Русское (УП–УП') (по материалам Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря).

О т л о ж е н и я : I – мезо-кайнозойские (избыточная плотность $\Delta\sigma = -0{,}65$ г/см^3), 2 – кайнозойские, 3 – верхнемеловые, 4 – каменноугольные; 5 – кристаллические сланцы; 6 – скважина и ее номер; 7 – контакт достоверный; 8 – контакт предполагаемый.

Восточнее Федоровского грабена (у с.Носово) изогипсы оконтуривают выступ фундамента, отметки глубины которого изменяются от –500 до –200 м и более (рис.45).

К юго-западу от г.Матвеева Кургана в домеловом фундаменте фиксируется обширная по площади и значительная по глубине впадина – Матвеевокурганский грабен. Глубина его превышает I000 м. На севере и северо-западе впадина граничит с обнаженной частью

Донбасса. На северо-западе она вдается в него в виде "залива", имеющего наклон к юго-востоку. На его северо-западном окончании отметки домеловой поверхности составляют (+100) – (–100) м, а на юго-восточной достигают –800 м.

На северо-востоке, в междуречье Миус-Тузлов, Матвеевокурганский грабен граничит с двумя небольшими поднятиями, сильно вытянутыми вдоль южного борта Донбасса. Максимальные отметки глубины поднятия фундамента немного превышают –300 м. Эти поднятия разделены между собой довольно узким и неглубоким понижением рельефа. От южного борта открытой части Донбасса северное поднятие также отделено аналогичным понижением рельефа.

На востоке (район с.Политотдельского) Матвеевокурганский грабен довольно обширным переходом соединяется с Тузловской впадиной. Отметки глубины фундамента в промежуточной зоне меньше –700 м. Тузловская впадина в плане представляет собой длинный и сравнительно узкий желоб, наклоненный к восток – юго-востоку. На западном его окончании отметки домеловой поверхности составляют около –800 м, к востоку они падают до –1600 м (у г.Новочеркасска). В поперечном разрезе борта впадины ассиметричны: северный борт крутой, южный – значительно положе. Ось впадины почти совпадает с широтным течением р.Тузлова. Восточная граница не установлена.

Севернее Тузловской впадины располагается ряд небольших поднятий и понижений, примыкающих к южному борту открытой части Донбасса. В районе слияния р.Большого и Малого Несветаев фиксируется поднятие с максимальными отметками около –400 м. Ось поднятия вытянута параллельно оси Тузловской впадины и южной границе Донбасса. Его южный борт является естественным продолжением северного борта Тузловской впадины. Северный борт поднятия невысок (100–200 м) и после незначительного, но довольно узкого и протяженного (от верховьев Тузлова до р.Грушевки) понижения домеловой поверхности переходит в южный борт открытой части Донбасса. От поднятий междуречья Миус-Тузлов последнее отделено мелкой и небольшой по площади впадиной междуречья Тузлов-Большой Несветай. Понижение рельефа здесь не превышает 150 м, отметки поверхности фундамента немного меньше –450 м.

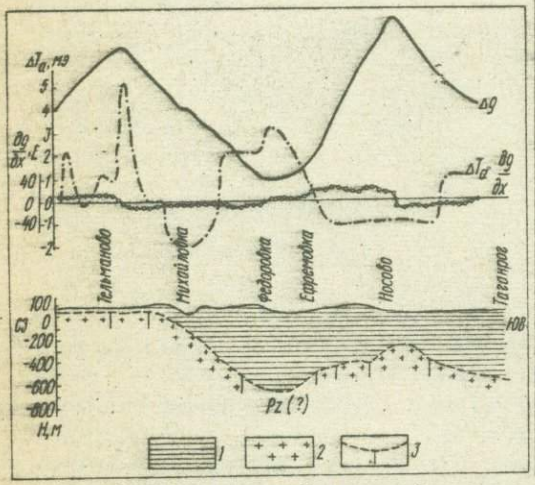


Рис.46. Геолого-геофизический разрез по линии Тельманово-Таганрог (УШ-УШ') (по материалам Г.Т.Собакаря и Т.С.Лебедева):

I – мезо-кайнозойские отложения (избыточная плотность $\Delta\sigma$ = –0,65); 2 – докембрийские породы; 3 – контакт предполагаемый.

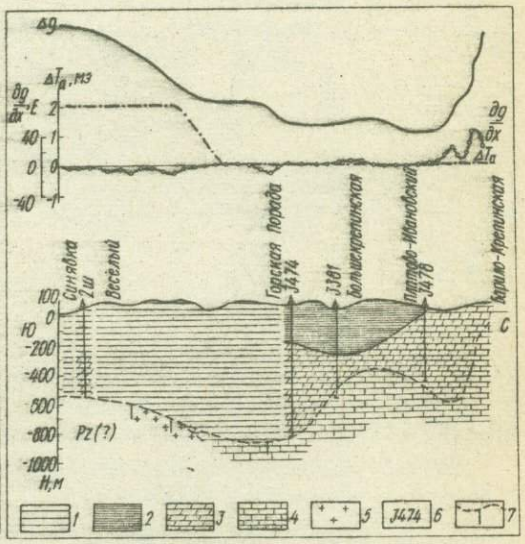


Рис.47. Геолого-геофизический разрез по линии Синявка-Барило-Крепинская (IX-IX') (по материалам Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря):

отложения: I – мезо-кайнозойские (избыточная плотность $\Delta\sigma$ = =–0,65), 2 – кайнозойские, 3 – верхнемеловые. 4 – каменноугольные; 5 – кристаллические сланцы; 6 – скважина и ее номер; 7 – контакт предполагаемый.

К югу от Тузловской впадины располагается Азовская антеклиза (по А.Я.Дубинскому). Максимальные отметки поверхности фундамента составляют здесь около -300 м (район Азов-Батайск). В пределах района исследований борта поднятия довольно пологие. Несколько круче южный борт. Построения, выполненные для западного борта Азовской антеклизы и всего пространства между ним и Носовским выступом (горстом), нельзя считать вполне достоверным, так как в дельте Дона и в северо-восточной части Таганрогского залива гравиметрические и сейсмические наблюдения не проведены.

Закальмиусское поднятие (горст), Федоровская впадина (грабен) и Носовский выступ (горст) с юго-востока и юга ограничены изогипсой -500 м. Восточнее Носовского горста эта изогипса круто поворачивает на север и, огибая его, уходит вглубь площади. Азовская антеклиза также оконтуривается изогипсой -500 м. К югу от указанных структурных элементов домеловой фундамент довольно круто погружается. В пределах площади исследований глубина его залегания достигает 1000 м, в южной части следует ожидать значительно бо́льших глубин залегания. Например, по данным бурения, в районе ст.Камышеватская (в 40 км к юго-западу от г.Ейска и в 75 км к юг-юго-востоку от г.Кущевка) породы архея (или южной свиты нижнего протерозоя) вскрыты на глубине 2530 м (А.Я.Дубинский и Л.А.Варданянц, 1961). Скважина, пробуренная у ст.Маргаритовка (см.рис.42), вскрыла породы докембрия на глубине 1158 м (Л.А.Варданянц и А.Я.Дубинский, 1959).

Между особенностями рельефа домеловой поверхности и расположением тектонических элементов (блоков) существует тесная взаимосвязь, позволяющая разделить северо-восточную часть Приазовья на более мелкие структурные единицы (рис.50). Крутые склоны в общей картине рельефа, как правило, совпадают с тектоническими нарушениями и являются, таким образом, границами структурных элементов. Однако не всегда разломы сопровождаются резкими изменениями рельефа домеловых пород. Если разлом разбивает квазиоднородную толщу и по нему не происходит достаточно интенсивного вертикального перемещения соседних блоков или оно сглаживается впоследствии длительной денудацией, то такое нарушение в рельефе домеловых пород не отображается или отображается очень слабо.

Закальмиусский горст субширотными нарушениями расчленен на более мелкие блоки, один из которых описан нами ранее под названием Покрово-Киреевского. В свою очередь

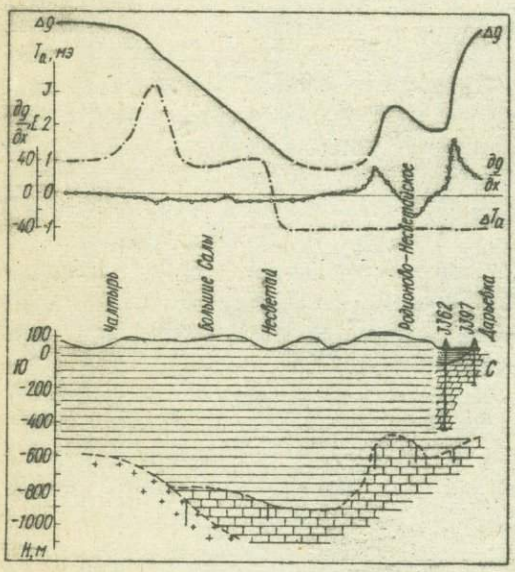


Рис.48. Геолого-геофизический разрез по линии Чалтырь-Дарьевка (X-X') (по материалам Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря).

Условные обозначения те же, что и к рис.47.

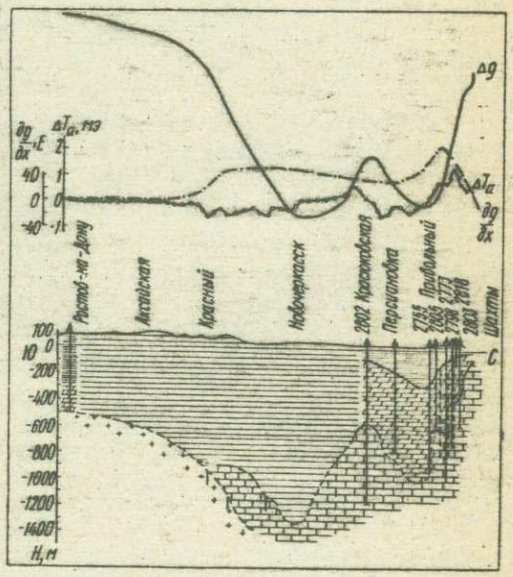


Рис.49. Геолого-геофизический разрез по линии Ростов-на-Дону-Шахты (XI-XI') (по материалам Т.С.Лебедева и Г.Т.Собакаря).

Условные обозначения те же, что и к рис.45.

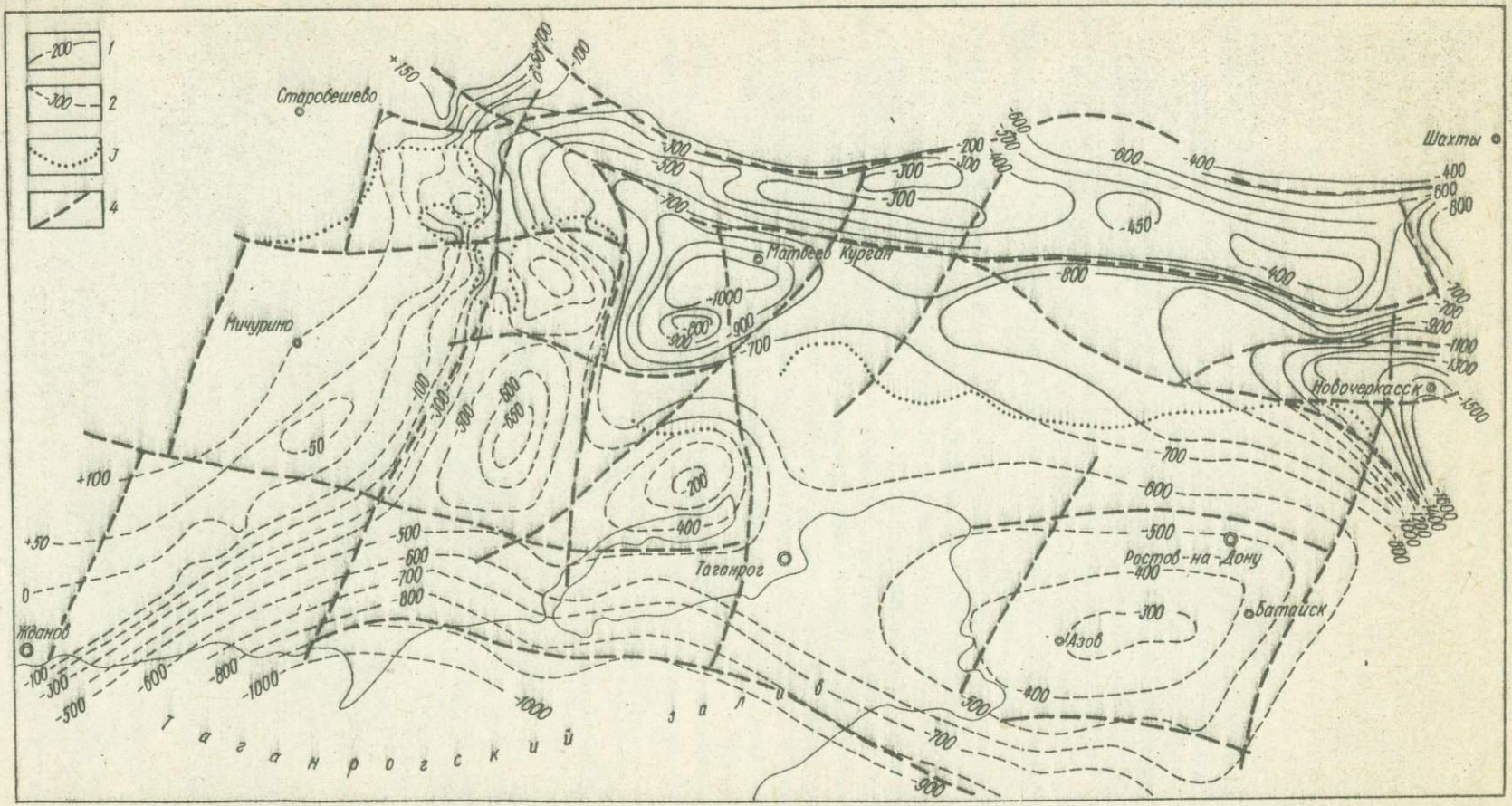


Рис. 50. Схематическая структурная карта поверхности домеловых пород северо-восточной части Приазовья (по материалам Г.Т.Собакаря и Т.С.Лебедева):

I -изогипсы кровли каменноугольных отложений; 2 - изогипсы кровли домеловых пород; 3 - южная граница распространения каменноугольных отложений; 4 - глубинные разломы.

они разбиты системами разломов на блоки еще мельче, которые сложены докембрийскими породами; в пределах Покрово-Киреевского горста, в местных грабенах залегают и более молодые отложения. Например, в грабенах района с.Кумачевки сохранились девонские и каменноугольные отложения.

На юго-западе Матвеевокурганская впадина (грабен) довольно широким "проливом" между Анастасиевским и Носовским выступами соединяется с Федоровской впадиной (грабеном). Отметки домеловой поверхности в указанном "проливе" едва превышают -500 м. Учитывая, что в Матвеевокурганском грабене залегают отложения карбона, можно допустить, что и в Федоровском грабене сохранились аналогичные породы.

Далее на восток от описанных структурных элементов расположен Покровский блок. На юго-востоке он сочленяется с Синявским. Их структурное положение, особенно последнего, еще достаточно хорошо не выяснено. Сложены они кристаллическими сланцами, а более глубокие горизонты представлены докембрийскими породами.

Далее на восток расположено Азово-Ростовское поднятие, сочленяющееся на севере со структурными элементами Южно-Донбасской системы глубинных разломов, на юге - со структурными элементами зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ и на востоке с Новочеркасским грабеном. По данным бурения, поднятие сложено гранито-гнейсовой толщей докембрия.

Тузловская впадина также разделена нарушениями на более мелкие структурные элементы. Домеловые образования представлены здесь мощной толщей каменноугольных осадков, которые, возможно, подстилаются верхнедевонскими отложениями.

В Новочеркасском грабене домеловой фундамент находится на наибольших глубинах по отношению ко всем рассмотренным структурным элементам. О составе его пока еще трудно судить, так как он не вскрыт ни одной буровой скважиной. Возможно, здесь будет обнаружен наиболее полный разрез палеозоя. Также затруднительно говорить и о глубинах залегания докембрия. В Персиановской впадине домеловой фундамент представлен каменноугольными отложениями.

Нами рассмотрены все основные структурные элементы северо-восточного Приазовья. Установлено, что между собственно Донбассом, частью Приазовского кристаллического массива и его восточным продолжением простирается Южно-Донбасская система глубинных разломов. В пределах северо-восточного Приазовья она протягивается в виде полосы 20-30-километровой ширины от западных до восточных границ и уходит на восток за пределы изучаемой территории. Домеловой фундамент этой системы представлен каменноугольными и докембрийскими образованиями и расчленен многочисленными нарушениями на структурные элементы: Стыльский горст, Покрово-Киреевскую структуру, Верхнееланчикскую впадину, Анастасиевскую ступень, Матвеевокурганский грабен, Тузловскую и Персиановскую впадины и Новочеркасский грабен.

Некоторые из перечисленных структурных элементов должны быть отнесены к собственно Донбассу, тогда как другие - к Приазовскому массиву или его восточному продолжению. Среди первых следует назвать Стыльский горст, Верхнееланчикскую, Тузловскую, Персиановскую впадины, Матвеевокурганский и Новочеркасский грабены. Их домеловая поверхность, за исключением Стыльского горста, сложена палеозойскими осадками, а в Стыльском горсте - докембрийскими породами. Ко вторым относятся Покрово-Киреевская структура и Анастасиевская ступень, где домеловые образования представлены докембрийскими кристаллическими породами, а в местных грабенах - палеозойскими, иногда юрскими отложениями.

Южно-Донбасская зона глубинных разломов обильно инъецирована магмой основного и ультраосновного составов.

Севернее Южно-Донбасской системы разломов располагаются структурные элементы открытой части Донбасса, южнее - восточного продолжения Приазовского массива. Однако среди последних можно выделить элементы, которые по типу домеловой поверхности скорее должны быть отнесены к донецким. Например, вполне вероятно, что в Федоровском грабене под меловыми осадками залегают каменноугольные. Такая же картина может

наблюдаться в понижениях домелового рельефа севернее г.Таганрога. Поэтому проведенная нами южная граница распространения каменноугольных отложений в значительной степени условна и в некоторых местах имеет разрывы. Ее лучше следует назвать южной границей развития каменноугольных отложений, подобных по характеру таковым на юге открытой части Донбасса.

Анализ тектоники северо-восточного Приазовья показывает, что южная генетическая граница Донбасса не совпадает с видимой его границей, а проходит значительно южнее - примерно по южной границе распространения каменноугольных отложений.

Тектоника южного обрамления Приазовского массива

Южное обрамление массива представлено зоной сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ, а южнее - структурными элементами Скифской эпигерцинской платформы. На карте глубинного строения Причерноморья, под редакцией С.И.Субботина (1966), сопредельные с Приазовским массивом и его восточным продолжением области представлены структурными элементами Причерноморско-Кубанской системы грабенов (Северо-Азовский, Копанский, Восточно-Кубанский грабены). Южнее располагаются Азовский и Каневский валы Скифской платформы, а еще южнее - Индоло-Кубанский краевой прогиб. Авторы карты относят к Восточно-Европейской платформе Причерноморско-Кубанскую систему грабенов. Южную границу системы они проводят по северной периферии "безаномального" преимущественно отрицательного магнитного поля, уточняя что граница поля на отдельных участках, вероятно, разделяет разновозрастные фундаменты.

Вопрос о южной границе Восточно-Европейской платформы дискуссионный.А поэтому в части, касающейся Северного Приазовья, он требует уточнений.

Авторы карты глубинного строения Причерноморья считают достаточным аргументом для проведения границы между Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформами наличие границы у "безаномального" мангнитного поля. Едва ли такой аргумент можно считать достаточным.

По нашему мнению, южная граница Восточно-Европейской платформы проходит вдоль северной береговой линии Азовского моря по глубинному разлому первого порядка (см. рис.32 и 33). Вдоль него фиксируется самая интенсивная гравитационная ступень и резко изменяется характер магнитного поля. Севернее разлома магнитное поле мозаичное, его аномалии имеют переменное простирание, они небольшие по площади и интенсивности. Южнее магнитное поле, хотя и интенсивное, но спокойное, а простирание аномалий чаще всего субширотное. Различие характера магнитного поля по обе стороны от разлома должно свидетельствовать о значительной переработке кристаллического фундамента тектоническими процессами.

По данным МОВ,НДОЗ и КМПВ, южнее северной береговой линии Азовского моря докембрийский фундамент ступенеобразно погружается к югу (рис.51). Впадина, образованная этим погружением, имеет блоковое строение фундамента. Погружение блоков происходило по-разному: в некоторых случаях южные блоки погружены менее, чем северные. У южного субширотного глубинного разлома основание впадины (опорного горизонта) воздымается резко и образуется южный борт впадины, вдоль которого проходит граница между Скифской платформой и зоной сочленения платформ (Причерноморско-Кубанской системой грабенов).

На рис.52 приведен фрагмент сейсмогеологического и скоростного разреза земной коры по субмеридиональному профилю ГСЗ 28, примерно от косы Обиточной на северном побережье Азовского моря через Керченский п-в в пределы Черного моря. На разрезе четко фиксируется глубинный разлом (ПК 50), совпадающий с выделенным нами вдоль северной береговой линии Азовского моря (см.рис. 28-36). Фрагмент профиля ГСЗ показывает, что вдоль этого разлома отражающие площадки падают от разлома (к северу и югу). Севернее в толще земной коры вырисовывается структура, подобная синклинальной складке. Южнее разлома поверхности раздела ведут себя более спокойно (между ПК 50-100), хотя и встречаются круто наклоненные поверхности, особенно в верхней части разреза.

На скоростном разрезе отмечается резкое различие на участках севернее ПК 50, между ПК 50–100 и южнее ПК 100. Севернее ПК 50 скорости 5–6 км/сек и выше регистрируются у самой поверхности земной коры, где залегают породы кристаллического фундамента. Между ПК 50–100 изолинии скоростей вырисовывают впадину глубиной 30–40 км. До глубины 10 км здесь фиксируются скорости менее 5 км/сек. Южнее ПК 100 по изолиниям скоростей снова отмечается поднятие. Таким образом, севернее ПК 50, между ПК 50–100 и южнее ПК 100 фиксируется существенная разница в геологическом строении и физических свойствах среды (земной коры). Глубинный разлом в районе ПК 50 является южной границей Восточно-Европейской платформы, между ПК 50–100 (между соответствующими глубинными разломами) расположена зона сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ, а южнее глубинного разлома у ПК 100 проходит северный борт собственно Скифской платформы.

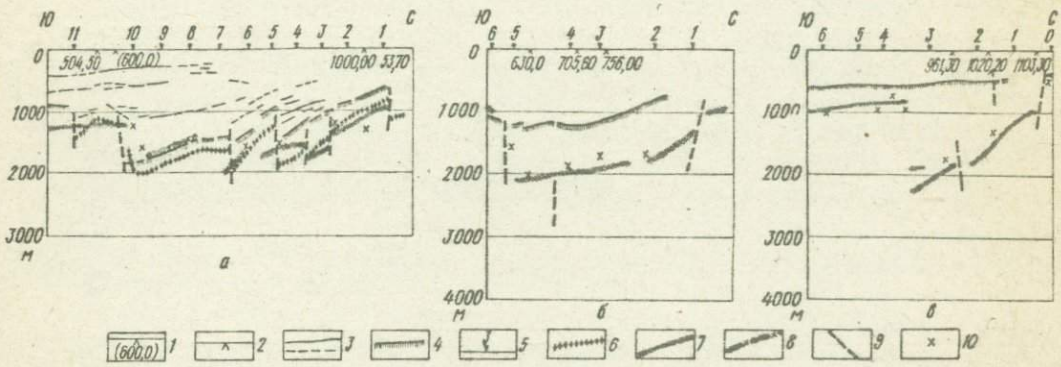


Рис.51. Сейсмогеологические разрезы: а – по линии I–I' (данные МОВ, НДОЗ и КМПВ), б – по линии II–II' (данные МОВ и НДОЗ), в – по линии III–III' (данные МОВ и НДОЗ) (по материалам В.В.Бокун, Я.П.Маловицкого, О.В.Назаренко, Ю.Н.Панкова и др.):

I – пункт взрыва, 1960 г.; 2 – пункт взрыва, 1959 г.; 3 – отражающие площадки; 4 – опорный отражающий горизонт; 5 – точка НДОЗ; 6 – преломляющий горизонт (уверенный); 7 – опорный горизонт высокого сопротивления; 8 – опорный горизонт высокого сопротивления с точками глубин; 9 – тектонические нарушения по данным МОВ; 10 – докембрийские породы.

Система грабенов зоны сочленения выполнена меловыми и более молодыми осадками. Вместе с тем нет сведений, что здесь отсутствуют более древние, вплоть до каменноугольных, отложения. По данным А.Я.Дубинского и Л.А.Варданянца (1961), на южном склоне Азовской антеклизы средне- и верхнедевонские породы залегают на докембрийских и в свою очередь перекрываются песчано-глинистыми отложениями нижнего карбона. Наличие здесь палеозойских пород, подобных породам юго-западной окраины Донбасса и однородных с образованиями Скифской платформы, свидетельствует о правильности отнесения зоны сочленения платформ к структурным элементам Скифской платформы. Но поскольку фундамент зоны сочленения представлен также докембрийскими породами, однотипными с породами Восточно-Европейской платформы, зону сочленения следует относить в такой же мере и к структурным элементам последней.

В связи с этим напрашивается вывод, что отнесение структурного элемента к тому или иному типу должно основываться не столько на составе пород фундамента, сколько на характере и возрасте тектонических движений, породивших данные структурные элементы.

Поскольку невозможно однозначно принять за границу между Восточно-Европейской и Скифской платформами какой-либо глубинный разлом I порядка, с этой границей должна быть отождествлена зона, разделяющая доподлинные участки платформ. Этой зоной будет являться полоса, охватывающая Северо-Азовский, Копанский и Восточно-Кубанский грабены, которые также имеют блоковое строение и образованы в результате

герцинских и более молодых (альпийских) тектонических движений. Грабены выполнены четвертичными, третичными, меловыми и, возможно, более древними осадками (в некоторых грабенах).

При такой трактовке вопроса структурный план южного обрамления части Восточно-Европейской платформы (Приазовского массива) можно представить так. Южнее глубинного разлома I порядка располагается зона сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ, в основании представленная рядом грабенов. Грабены образуют блоки (горсты и грабены), поверхности которых сложены докембрийскими и, возможно, палеозойскими (девонскими, каменноугольными) породами. Южной границей зоны сочленения платформ является самый южный (в пределах исследуемой площади) субширотный глубинный разлом I порядка, по которому проходит северная граница собственно Скифской платформы, представленной здесь Азовским и Каневским валами.

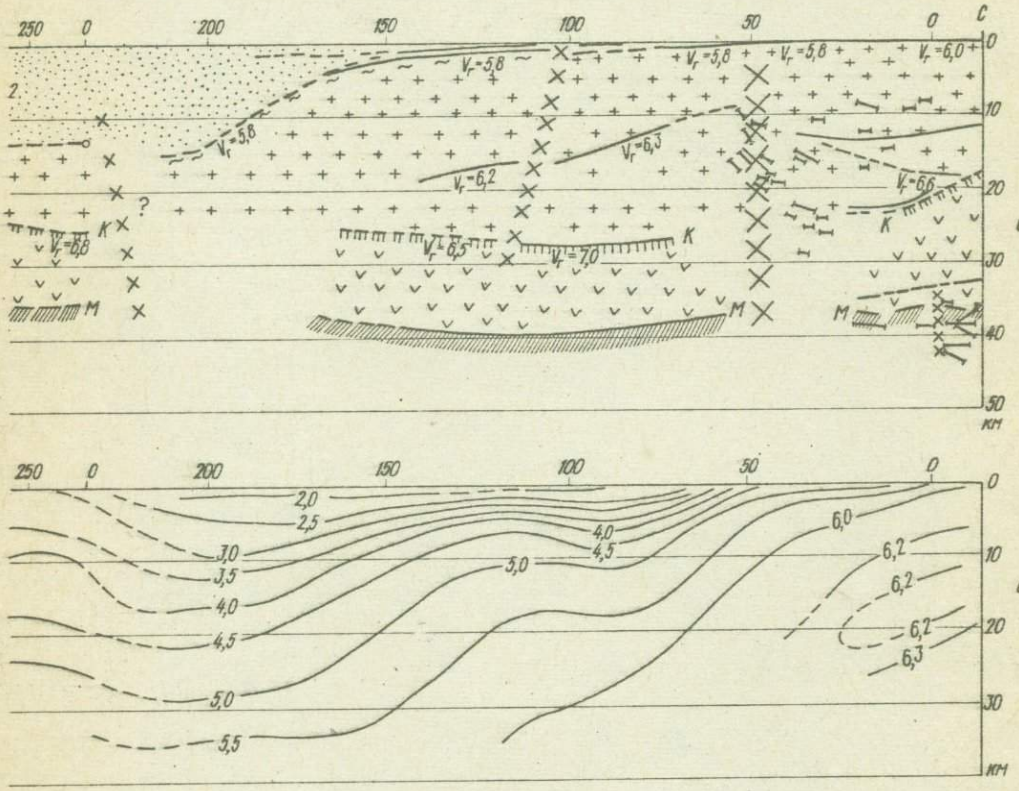


Рис.52. Сейсмогеологический разрез (а) и разрез в изолиниях средних скоростей (б) по профилю ГСЗ 28 (по материалам В.С.Белокурова, И.А.Гаркаленко, Я.П.Маловицкого, В.Б.Сологуба и др.).

Отметки фундамента в пределах системы блоков зоны сочленения платформ изменяются от 0 (примерно вдоль оснований северных береговых кос Азовского моря) до (-I,0) - (-I,5) км (у южных окончаний кос) и до (-2,0) - (-2,5) км (у южного борта зоны сочленения). На северном борту Скифской платформы отметки фундамента возрастают до (-2,0) - (-I,0) км, а затем к южной части Скифской платформы снова убывают до -6,0 и даже -8,0 км.

При таком характере зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ между ней и зоной сочленения Украинского щита с Днепровско-Донецким авлакогеном наблюдается определенная аналогия в структурном плане. И там, и здесь зона сочленения представлена не линией, а широкой полосой. Фундаменты зон имеют блоковое (грабено-горстовое) строение. Поверхности блоков сложены как докембрийскими, так и палеозойскими образованиями. В зоне сочленения Украинского щита с Днепровско-Донецким авлакогеном расположены Стыльский горст, Покрово-Киреевская структура, Верхне-

еланчикская впадина, Матвеевокурганский грабен, Придонская впадина и некоторые другие структурные элементы; в зоне сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ расположены Северо-Азовский, Копанский и Восточно-Кубанский грабены, которые также разбиты разломами на еще более мелкие блоки – грабены и горсты.

Если зона сочленения Украинского щита и Днепровско-Донецкого авлакогена имеет герцинский возраст и этот же возраст имеют магматические образования, то, нужно полагать, что и в зоне сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ, синхронной по времени образования с названной зоной, магматизм должен быть тех же возраста и, наверное, типа.

Внутренняя структура Приазовского массива и связь ее с приповерхностной частью земной коры

Горные породы Северного Приазовья достаточно четко дифференцируются. Казалось, что, если распространить значения их избыточных плотностей на всю земную кору, можно было бы получить реальные плотностные разрезы. Однако моделирование разрезов земной коры по профилям ГСЗ Крым-Воронежский массив (см.рис.26) и Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (рис.25) показало, что вычисленное поле не соответствует наблюденному. Попытки приблизить вычисленное поле к наблюденному путем варьирования избыточными плотностями в пределах, близких к полученным для поверхности, не дали положительных результатов (см.рис. 19–23). Отсюда следуют такие выводы: нужно отказаться от формальных вычислений плотностных разрезов земной коры по избыточным плотностям, полученным для приповерхностных условий, так как они не реальны; плотности горных пород, определенные по образцам из обнажений и неглубоких скважин, не характеризуют плотностного разреза всей толщи земной коры; действительный плотностной разрез можно получить только из анализа сейсмических данных (материалов ГСЗ), наблюденного гравитационного поля и изучения плотностного разреза по образцам керна сверхглубоких скважин, перебуривших всю земную кору или хотя бы значительную ее часть; модели земной коры следует строить, начиная с простейших, для чего необходимо на достаточно длинном профиле ГСЗ выбирать наиболее простые сейсмические и плотностные разрезы, получить для этих участков удовлетворительные модели земной коры, а затем, коррелируя от этих участков на прилегающие более сложные, построить модель земной коры для всего профиля.

Плотности, определенные для горных пород верхней части разреза, характеризуют его только на глубину первых километров. Поэтому и наблюдаемые геологические условия докембрийской поверхности относятся только к первым приповерхностным километрам земной коры.

Под земной корой подразумевается оболочка, заключенная между дневной поверхностью и поверхностью Мохоровичича. В Северном Приазовье ее мощность в среднем составляет 40–50 км (см.рис. 24–27). На отдельных участках профилей ГСЗ глубины залегания поверхности Мохо иногда изменяются довольно значительно.

Профиль ГСЗ Таганрог-Кировоград (рис.24) пересекает несколько глубинных разломов и структурных элементов разных порядков (см.рис.32–36). На крайнем востоке профиля, примерно под ПК 230 поверхность Мохо нарушена глубинным разломом, расчленяющим Закальмиусский горст на более мелкие блоки. По отношению к восточному его западное крыло почти приподнято на километр, в связи с чем название Закальмиусского горста по поверхности Мохо не оправдано. В пределах горста поверхность Мохо наклонена на запад или запад – северо-запад. На расстоянии около 10 км она погружается на несколько сотен метров. С запада Закальмиусский горст ограничен Кальмиусским глубинным разломом (примерно, под ПК 210) мощностью до 8 км. Западное крыло разлома также приподнято по отношению к восточному почти на километр. Поверхность Мохо наклонена на запад. На тектонической схеме западнее Кальмиусского разлома вырисовывается безымянный блок, который следовало бы назвать горстом по примеру Закальмиусского. По нашей классификации структурных элементов он относится к IУ порядку. К сожалению, здесь не проводились сейсмические исследования по поверхности раздела внутри земной коры,

поэтому ничего нельзя сказать о том, как отражались бы в этих поверхностях названные структурные элементы. По поверхности Мохо элементы отображаются положительными формами.

Безымянный горст, примерно, под ПК 180 ограничен с запада очень мощным глубинным разломом, ширина которого превышает 10 км. В пределах этого разлома поверхность Мохо теряет свою выразительность, по отражающим площадкам заметно ее погружение к западу и примерно между ПК 155 и 180 в поверхности Мохо образуется прогиб глубиной почти 3 км. К глубинному разлому приурочен Октябрьский щелочной массив. По примеру предыдущих структурных элементов элемент, расположенный над этим прогибом следовало бы назвать грабеном (здесь также нет сейсмических материалов по границам раздела внутри земной коры), но в рельефе фундамента вырисовывается поднятие с абсолютными отметками более 220 м. Следовательно, для поверхностей Мохо и докембрийской характерны противоположные формы рельефа, а знак структурной формы разломного типа совпадает со знаком рельефа поверхности Мохо. Закальмиусский горст и расположенный западнее него безымянный горст – структуры положительного знака и совпадают с положительными формами рельефа поверхности Мохо. Но отметки докембрийской поверхности здесь незначительны. Они изменяются от +5 до -150 м, т.е. являются отрицательными формами по отношению к окружающим пространствам. Если эта закономерность верна для всего Украинского щита, то по формам рельефа докембрийской поверхности можно разделять структурные формы разломного типа на положительные и отрицательные.

Восточная граница Конкско-Ялынской впадины находится, примерно, у ПК 160, где она фиксируется глубинным разломом. От этой границы поверхность Мохо воздымается в западном направлении и максимальные отметки отмечаются под ПК 140. Амплитуда воздымания достигает 4 км. Глубина до поверхности Мохо около 39 км. Она соответствует наиболее погруженной части Конкско-Ялынской впадины – центральной части Мокроялынской впадины. Здесь докембрийская поверхность погружается почти на 250 м, в юго-восточной части впадины – на 400 м, ее абсолютные отметки меньше -200 м.

Далее в западном направлении поверхность Мохо погружается до 40 км. Таким образом, пока сохраняется правило обратного знака рельефа поверхности Мохо и рельефа докембрийской поверхности. Если следовать этому правилу, то в фундаменте Мокроялынской впадины должен быть горст. Однако кажется неестественным, чтобы в основании впадины залегал горст. А между тем это возможно, если допустить, что по разным структурным этажам знаки структурных форм необязательно должны совпадать. Все зависит от того, может ли быть в природе полная унаследованность структурных форм, или это правило иногда нарушается.

Если принять глубину Мокроялынской впадины 250 м, то при плотности заполняющих ее мезо-кайнозойских осадков 2,0 г/см^3 и средней плотности докембрийских пород 2,7 г/см^3 (недостаточная плотность в объеме впадины 0,7 г/см^3) в ней должен быть недостаток масс. Если при этом существует какой-либо вид компенсации (изостатической, структурной и т.д.), то этот недостаток масс должен быть восполнен поступлением вещества извне или его уплотнением на глубине (в земной коре и мантии). В связи с этим следует, видимо, ожидать миграцию поверхности Мохо вверх, что и должно приводить к компенсации, но здесь возникает вопрос о величине этого перемещения поверхности? Если погружение докембрийской поверхности составляет 250 м, а недостаток плотности – 0,7 г/см^3, то при избыточной плотности вещества верхней мантии и вышележащего "базальтового" слоя 0,2 г/см^3 фиксируемое здесь понятие поверхности Мохо – 4 км перекомпенсировало недостаток масс Мокроялынской впадины. Видимо, следует считать, что часть избытка масс в поверхности Мохо компенсировалась изменением плотности вещества не только мантии, но и земной коры. Все зависит от того, как проходил процесс компенсации.

Земля – динамичная система, внутренние процессы которой определяются ее внутренней энергетикой. Земля также – фигура равновесная и всякие перераспределения масс внутри нее должны приводить к ее изменению, всецело определяемому расположением масс

внутри. Земля всегда реагирует на перестройку ее формы и наиболее активно, по-видимому, реагирует на такую перестройку вещество верхней мантии, так как находится в наиболее благоприятных термодинамических условиях. Видимо, поверхность Мохо наиболее подвижна среди всех других границ внутри Земли.

Трудно предположить, что недостаток масс (погружение докембрийской поверхности) в Мокроялынской впадине образовался вследствие выноса вещества с поверхности докембрия. При равновесном состоянии это не могло произойти. Прежде должно было нарушится равновесное состояние, которое затем и могло восстанавливаться выносом вещества, пусть даже с поверхности. Это равновесие может нарушаться внутриземными силами, поступающими к поверхности Земли из ее глубин. Следовательно, если по какой-либо причине (сейчас не будем касаться природы такой причины) произошло перераспределение масс в Земле, она, реагируя на это перераспределение, должна перестроить свою фигуру равновесия. Нарушение старой фигуры равновесия и создание новой должно произойти прежде всего в месте, где равновесие наименее устойчивое. Нужно полагать, что в сегменте Конкско-Ялынской впадины равновесие было наименее устойчивое, и поверхность Мохо здесь поднялась, чтобы придать Земле фигуру равновесия. Поскольку Земля никогда не достигает полного равновесного состояния (оно постоянно нарушается), то в сегменте Конкско-Ялынской впадины должно было усиливаться местное неравновесие вследствие подъема поверхности Мохо и увеличения по этой причине количества масс (плотности) в сегменте. Восстановление равновесия должно было идти за счет оттока вещества из сегмента земной коры и вызванной этим миграции (погружения) поверхности докембрия и ответной миграции поверхности Мохо. Отток вещества из сегмента должен был произойти со стороны поверхности Мохо.

Западная граница Мокроялынской впадины проходит по глубинному разлому, который отмечается у ПК 105. Западное крыло поверхности мантии по этому разлому опустилось относительно восточного почти на 2 км. Далее на запад поверхность Мохо постепенно погружается (примерно до ПК 70) на 4 км. Этот участок поверхности соответствует наименее опущенной части Конкско-Ялынской впадины. Как видим, и здесь с погружением границы Мохо происходит воздымание докембрийской поверхности. Но если поверхность Мохо погрузилась почти на 4 км, то докембрийская поднялась всего на 100–150 м. Следовательно, компенсация происходит не только за счет миграции поверхности Мохо, но и за счет перераспределения масс в сегменте земной коры.

По Павлоград-Орехово-Азовскому глубинному разлому, мощность которого достигает 15–18 км. отмечается резкий сброс поверхности Мохо амплитудой до 6 км (между ПК 55–70).

Еще далее к западу, у ПК 10, поверхность Мохо снова воздымается до глубины 42км. Таким образом, между ПК 10–100 она образует прогиб. По геологическим данным приповерхностной части земной коры здесь установлена система субмеридиональных синклинориев – Корсакского, Орехово-Павлоградского и Конкского. Однако отдельно каждый из синклинориев на поверхности Мохо не отражается. Скорее их можно считать заложенными на глубинных разломах, а следовательно, и их производными. Поверхность Мохо и здесь погружается, а поверхность докембрийских пород воздымается. Но эти погружения и воздымания не эквивалентны. Следовательно, плотностная компенсация в этом сегменте земной коры происходит не только за счет воздымания докембрийской поверхности, а главным образом за счет привноса вещества в нижние горизонты земной коры и верхи мантии.

Глубинные сейсмозондирования в этой части дают некоторые сведения о поведении границ раздела внутри земной коры. Поверхность Конрада от ПК 120 постепенно погружается на запад, примерно до ПК 50. Затем она снова начинает воздыматься, образуя, таким образом, синклинальную складку, почти согласную с погружением поверхности Мохо.

Расположенная выше граница раздела в земной коре (на глубинах 6–9 км) от ПК 140 очень полого погружается на запад, а затем у ПК 100 начинается воздымание, у ПК 90 она образует перегиб с амплитудой до 2 км. Еще далее к западу граница раздела по-

степенно и очень полого погружается. Отмеченная антиклинальная складка пространственно соответствует Корсакскому синклинорию. Двум другим синклинориям – Орехово-Павлоградскому и Конкскому – на этой границе соответствующие структуры не установлены.

Как показывает проведенный анализ профиля ГСЗ, складчатые приповерхностные структурные элементы в поведении поверхности Мохо и поведении границ раздела внутри земной коры не проявляются. А в некоторых случаях наблюдается обратная картина-синклинорию соответствует антиклинальная складка на поверхности раздела (Корсакский синклинорий). Системам синклинориев соответствует синклинальное залегание и поверхности Мохо, и поверхности Конрада. Возможно, такое пространственное совпадение обусловлено другими причинами. Ясно только одно, складчатые структуры либо не находят отражения в поверхностях раздела и в геофизических полях, либо это отражение очень слабое. Скорее всего, эти структурные элементы распространяются на очень небольшую глубину. Видимо, можно предположить, что если и есть компенсационные корни горной страны (корни гор) в поверхности Мохо, то компенсация распространяется на всю страну (систему синклинориев), но не на отдельные синклинории (горные цепи). В этом случае Конкский, Орехово-Павлоградский и Корсакский синклинории имеют общий корень, свидетельствующий, что эти структуры когда-то представляли собой единую горную страну.

На фрагменте профиля ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово (см.рис.25) довольно четко проявляются границы в толще земной коры. От начала профиля отмечается четкое погружение границ K_I и K_2 в северном направлении. Между ПК 30 и 40 погружение достигает максимальной величины (15 км), после чего поверхности раздела воздымаются, особенно поверхность K_2. Граница Мохо на этом участке профиля ведет себя приблизительно подобным образом. Между ПК 30 и 90 отмечаются максимальные отметки залегания поверхности Мохо (–36 км). Далее на север они уменьшаются (–40 км у ПК 115). По вышележащим границам установлен антиклинальный перегиб, по отношению к перегибу в поверхности Мохо он смещен к северу на 20–25 км. От ПК 110 все границы раздела согласно погружаются на север, но смещение сохраняется. Как видим, на этом профиле почти всюду сохраняется согласное поведение границ раздела в земной коре и поверхности Мохо.

Профиль ГСЗ пересекает почти перпендикулярно Юрьевско-Партизанскую антиклиналь и Салтычанский антиклинорий. Ни по одной из границ раздела эти структурные элементы на нем не фиксируются. Наоборот, и Салтычанскому антиклинорию, и Корсакскому синклинорию в границах раздела в земной коре и по поверхности мантии соответствуют формы, обратные названным. В поверхности Мохо им соответствует синклинальное понижение. В поверхности докембрия здесь отмечаются воздымание и выход коренных пород на дневную поверхность. В южной части профиля данных о поведении границы Мохо нет.

У ПК 60 по глубинному разлому проходит граница между Приазовским блоком и Бердянским трогом, здесь же заканчивается синклинальный прогиб поверхности Мохо. Таким образом, Приазовскому блоку в поверхности мантии соответствует прогиб. Бердянскому трогу в поверхности Мохо соответствует подъем, а в докембрийской поверхности – понижение.

По поверхности Мохо между ПК 40 и 110 фиксируется антиклинальный перегиб, ось которого расположена между ПК 60–80. На границах K_I и K_2 в этой части профиля ГСЗ отмечается подъем в северном направлении. Антиклинальный перегиб по этим границам регистрируется между ПК 85–110. Между ПК 80 и 150 располагается Конкско-Ялынская впадина. По поверхности Мохо здесь отмечается погружение на север. Максимальным погружениям докембрийской поверхности соответствуют максимальные поднятия поверхности Мохо.

Погружение поверхности мантии и всех границ раздела в земной коре к северу от ПК 115 в структуре земной коры ничему не соответствует. Докембрийская поверхность залегает здесь ниже уровня моря. Максимальное погружение поверхности Мохо отмечает-

ся между ПК 140 и 150. У ПК 150 проходит глубинный разлом, являющийся границей Донбасса. Далее к северу граница Мохо воздымается.

Кривая региональных аномалий силы тяжести имеет примерно обратный знак границе Мохо и кривым границ раздела в земной коре. В большей степени это относится к южной части профиля, и почти нет такой закономерности для части профиля к северу от ПК 120.

Профиль ГСЗ Крым-Воронежский массив (см.рис.26) в структурном отношении расположен неудачно. Он проходит почти вдоль Павлоград-Орехово-Азовского глубинного разлома - западной границе Приазовского массива. В южной части профиля отмечаются глубинные разломы, которые пересекают одну из ветвей Павлоград-Орехово-Азовского глубинного разлома.

У ПК 70, где проходит один из глубинных разломов северо-западного простирания, фиксируется очень резкое и интенсивное погружение границы Мохо почти на 20 км к северу (от 30 до 50 км). В структурах приповерхностной части земной коры это погружение не отразилось. Северная граница зоны сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ проходит значительно южнее. Поэтому объяснять погружение границы Мохо воздыманием докембрийской поверхности в этом же направлении нельзя.

Между ПК 140 и 150 находится западная граница Волчанского выступа. Здесь также отмечается погружение поверхности Мохо к северу на 6-8 км от ПК 47 до ПК 55. Волчанский выступ по внешней форме напоминает купольную структуру. Других признаков купольной структуры он не имеет. По поведению поверхности мантии и границ в земной коре он должен быть отнесен к типу кольцевых структур (кольдер) - структур проседания.

Орехово-Павлоградский синклинорий (между ПК 110 и 140) по всем поверхностям раздела фиксируется антиклинальными складками.

Профиль ГСЗ Новоазовск-Ворошиловград (см.рис.27) пересекает зону сочленения Донбасса с Приазовским массивом. К северу от ПК 50 наблюдается резкое погружение границ раздела в земной коре. Эта область соответствует переходу к зоне сочленения Днепровско-Донецкого авлакогена с Украинским щитом. Воздымание южного крыла по отношению к северному достигает почти 8 км. Этому перепаду отметок границ раздела в земной коре соответствует максимальное прогибание поверхности Мохо. Амплитуда прогиба в ней достигает 3 км.

Зона сочленения Украинского щита с Донбассом (ПК 50-90) в границах раздела земной коры характеризуется некоторым их прогибанием, а в поверхности Мохо, наоборот, воздыманием. Здесь, таким образом, сохраняется обратная форма поверхностей Мохо и докембрийской. В зоне сочленения докембрийская поверхность погружена на относительно большие глубины.

Таким образом, анализ показал, что пликативная тектоника слабо отражается в геофизических полях. Зато в них четко фиксируется разломно-блоковая тектоника. Геологическое строение приповерхностной части земной коры распространяется на очень небольшие глубины - первые километры. В геофизических полях и на профилях ГСЗ четко отражаются структурные элементы вплоть до IУ порядка.

Глава VI. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По результатам исследования Северного Приазовья геофизическими методами установлено мелкоблоковое строение земной коры. На блоки разбиты не только древние докембрийские кристаллические породы, но и породы более молодые, вплоть до меловых и третичных. Один из основоположников учения о глубинных разломах А.В.Пейве пишет, что "земная кора состоит из множества различных по составу, форме, величине и подвижности блоков, со всех сторон ограниченных тектоническими поверхностями – разломами". "Земная кора – это, по сути дела, брекчия планетарного масштаба, состоящая из множества разнообразных по форме и величине блоков" (Буртман и др., 1963). Мелкоблоковое строение земной коры подтверждается современными вертикальными движениями.

В течение последних лет коллективом Института геофизики АН УССР (В.И.Сомов,1964) в Предкарпатье, Карпатах и Закарпатье проводились наблюдения за современными вертикальными движениями земной коры методом повторного высокочастотного нивелирования. Интервал этого нивелирования составлял от 10 до 60 лет. Исследования проведены на

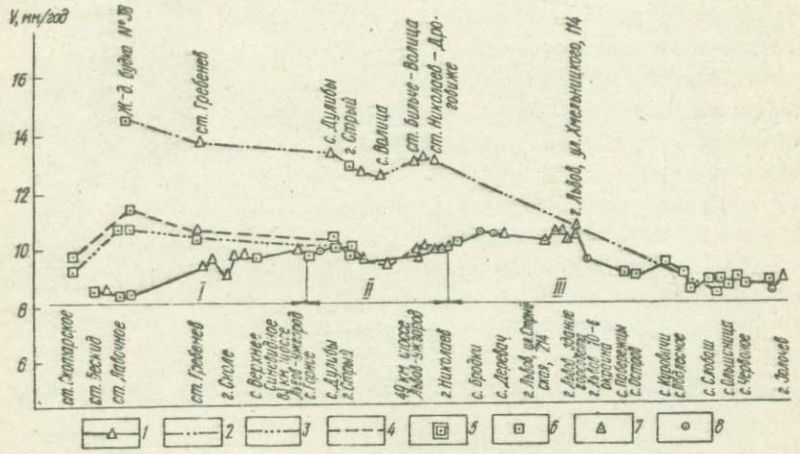


Рис.53. Профиль современных вертикальных движений земной коры (по материалам В.И.Сомова, 1967):

I – кривая скорости современных движений, полученная в результате проведения повторного нивелирования в 1961–1963 гг. для интервала времени 15–30 лет; 2 – кривая скорости современных движений, полученная в результате проведения повторного нивелирования в 1954 г. (МИИГАиК); 3 – кривая скорости современных движений для интервала времени 1897 – 1962–1963 гг.; 4 – кривая скорости современных движений по материалам МИИГАиК, но с использованием начальной скорости движения земной коры для пункта Николаев, равной +10 мм/год; 5 – фундаментальный репер; 6 – стенная марка; 7 – стенной репер; 8 – грунтовый репер.

I – Внешние Карпаты; II – Предкарпатский краевой прогиб; III – юго-западная краевая часть Восточно-Европейской платформы.

относительно небольшом пространстве, однако и этого достаточно для определения размеров блоков, претерпевших вертикальные перемещения (рис.53).

Анализ графиков современных движений показывает, что в условиях Предкарпатья и Карпат происходят довольно контрастные и интенсивные вертикальные движения разных знаков. Есть участки, где направление движений меняется на расстоянии 2-3 км. Контрастность движений настолько разительная, что почти не встречаются реперы, которые не меняли бы своего относительного положения. Слабая изломанность графика объясняется скорее редким расположением реперов, чем характером движения земной коры на этом участке. Поэтому для более точной схемы современных вертикальных движений и для разработки методов геологической интерпретации наблюдений необходимо закладывать реперы достаточно густо.

Следует заметить, что подобная контрастность современных движений характерна не только для Карпат, но и для других районов. Наблюдения, выполненные Ю.А.Мещеряковым и Д.А.Лилиенбергом в Скопле (Югославия) после катастрофического землетрясения 1963г. показали, что за период с 1937 по 1963 г. произошли интенсивные вертикальные движения, в основном опускание. Резко выражен дифференцированный характер движений. Средние размеры участков разнонаправленных движений составляют менее 2 км^2. Несомненно, что для них характерна дробная блоковая тектоника земной коры.

Весьма контрастные и мелкоблоковые движения, по данным А.Т.Донабедова и В.И.Сидорова, наблюдаются на Восточно-Европейской и Скифской платформах. Следовательно, можно утверждать, что не только земная кора имеет мелкоблоковое строение, а и сами современные движения носят мелкоблоковый характер. Подразумевается, что движения блоков происходят по разрывным нарушениям.

Выделять нарушения между блоками удобнее всего по графикам современных вертикальных движений, а не по картам изолиний. Изолинии не всегда позволяют достаточно точно устанавливать местоположение разлома, так как в значительной степени сглажены и лишены необходимых данных.

Проанализируем некоторые профили повторного нивелирования в Северном Приазовье. Оно осуществлялось в основном вдоль железных дорог, расположение которых практически не согласуется с простиранием структурных элементов, да и структурные элементы высоких порядков в большинстве случаев имеют изометричную форму. Еще одним существенным недостатком повторного нивелирования является редкое расположение нивелирных марок, что не позволило достаточно определенно фиксировать местоположение точки изменения знака градиента относительного вертикального движения в натуре (на местности). Часто марки располагались на расстоянии 5 и даже 15 км и более.

В западной части профиля Запорожье-Орехов-Пологи-Гуляйполе (рис.54) отмечается большая контрастность вертикальных движений по разломам на относительно небольших расстояниях (менее 5 км). В основном эти движения приурочены к глубинному разлому меридионального простирания (см.рис.28), выделенному по гравитационным и магнитным признакам. Наиболее быстро поднимается небольшой блок земной коры, расположенный к

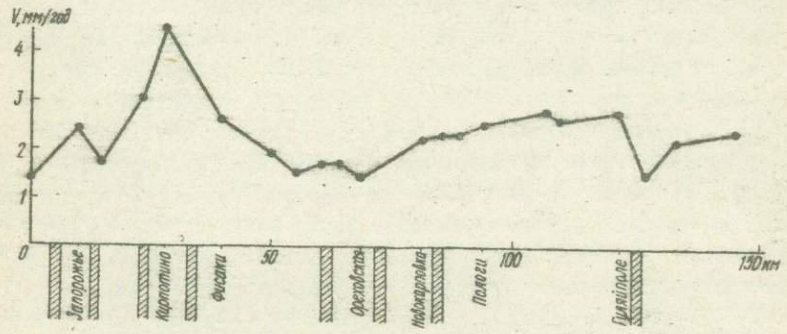


Рис.54. Кривая скорости современных вертикальных движений (мм/год) и разломы земной коры по профилю Запорожье-Орехов-Пологи-Гуляйполе.

востоку от этого разлома (у ст.Кирпотино). Абсолютная величина его воздымания достигает почти 5 мм/год. Поперечное сечение блока около 8 км. Восточная его граница совпадает с одним из расположенных здесь разломов.

Между пунктами Кирпотино (расположено в области максимального воздымания блока) и Фисаки происходит смена знака градиента скорости вертикальных движений, а в 7-8км западнее Орехова эти движения близки к нулю. Здесь меняется знак градиента скорости движений. Эта область отчетливо совпадает с западной ветвью Павлоград-Орехово-Азовского глубинного разлома. Очередное изменение знака градиента скорости совпадает с восточной ветвью этого разлома. Еще далее на восток изменение градиента наблюдается между пунктами Новокарповкой и Пологами. Этот участок соответствует глубинному разлому северо-западного простирания, расположенному северо-восточнее с.Басани (см. рис.28). Между городами Пологами и Гуляйполем (ближе к последнему) отмечается резкое изменение величины и знака градиента скорости вертикальных движений, которое на схеме отчетливо совпадает с линией глубинного разлома северо-западного простирания, расположенного у г.Гуляйполя.

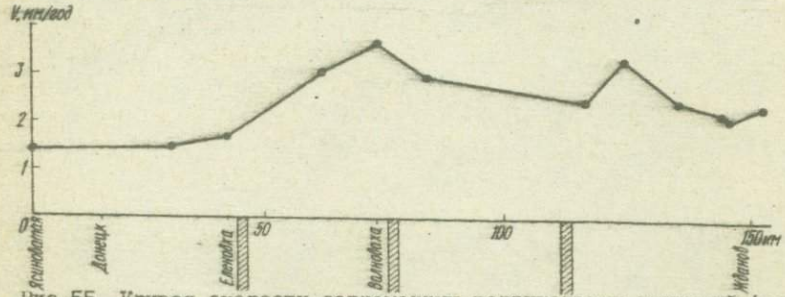


Рис.55. Кривая скорости современных вертикальных движений (мм/год) и разломы земной коры по профилю Ясиноватая-Жданов.

На профиле Ясиноватая-Жданов (рис.55) уравненная кривая современных вертикальных движений на участке Ясиноватая-Волноваха не меняет знака градиента скорости, но у с.Еленовки происходит резкое его возрастание. Пространственно этот участок профиля совпадает с северным граничным разломом зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом. Южнее г.Волновахи знак градиента изменяется и совпадает на схеме с южным граничным глубинным разломом зоны сочленения. Очередное изменение знака градиента скорости совпадает на схеме с субширотным глубинным разломом - южной границей Конско-Ялынской впадины (проходит через пос.Малоянисоль). Последующее изменение знака градиента скорости (примерно в 5 км к югу от предыдущего изменения) на тектонической схеме не соответствует какому-либо разлому. Причину этого трудно пока определить, возможно она связана с местным движением одного из блоков земной коры. Отмечаемое резкое изменение скорости вертикальных движений севернее г.Жданова (резкое уменьшение скорости в сторону Жданова) отчетливо совпадает с расположенным здесь глубинным разломом северо-западного простирания, юго-восточная ветвь которого является южной границей Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, приведенный анализ показывает, что современные вертикальные движения происходят по дизъюнктивным нарушениям - глубинным разломам или их составляющим. Максимальные изменения скорости и знака ее градиента приурочены к зонам глубинных разломов. Если учесть, что некоторые глубинные разломы активно жили в архейское и более позднее время и в той или иной мере движения по ним происходят и сейчас, то можно сказать, что глубинные разломы являются наиболее мобильными структурными единицами земной коры. В связи с этим необходимо знать возраст разлома. Видимо, наиболее правильно говорить не о времени заложения разлома или окончания его жизни, которое в большинстве случаев определить нельзя, а о времени его наиболее активной жизни.

Рассмотрим характер современных вертикальных движений земной коры для всей Украины и попытаемся установить связь между ними и структурными элементами (рис.56).

Статистический анализ изодинам современных вертикальных движений дает возможность определить основные направления, по которым происходят движения. Для этого изодинамы на карте масштаба I:500 000 разделены на отрезки по I5 км, к их серединам проведены касательные и определены азимуты касательных. Затем значения азимутов переведены в первую и четвертую четверти (СВ и СЗ) и сгруппированы в интервалах через $I0^{\circ}$. Соответствующие значения азимутов в группах нанесены на лучи радиальной диаграммы, точки соединены линиями. В результате получена статистическая диаграмма азимутов простирания изодинам современных вертикальных движений земной коры (рис.57).

Анализ изодинам современных движений показывает, что сеть полигонов даже для масштабов I:I0 000 000 – I:I2 000 000 слишком редкая. Выделить на ней структурные элементы, четко ограниченные разными скоростями современных движений, очень трудно. Однако можно вывести некоторые закономерности, подтверждающие принципиальные положения геотектоники.

Рис.57 показывает, что существует два главных направления изодинам – северо-восточное и северо-западное; широтное и меридиональное выражены слабее. Разброс направлений скорее свидетельствует о недостаточной густоте сети повторных нивелирований. Видимо, роль субмеридиональных и субширотных направлений менее значительная. Северо-западные направления выражены менее четко, чем северо-восточные. Но среди тех и других заметно разделение на две группы. Среди северо-восточных направлений четко выделяются группы 60 и 30°, а среди северо-западных – группы 300-320 и 350°. Но такое разделение внутри четвертей, вероятнее всего, объясняется редкой сетью повторных нивелирований, а не действительным характером распределения, хотя не исключено и последнее.

Разделение изодинам по двум главным направлениям весьма интересно. Выше указывалось, что на территории Северного Приазовья развиты четыре главных системы разломов: северо-западная, северо-восточная, субмеридиональная и субширотная. И вероятнее всего, субмеридиональная и субширотная системы составлены из отрезков нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Современные вертикальные движения локализуются в основном вдоль линий северо-восточного и северо-западного направлений. Причем в современных движениях земной коры УЩ более четко выражены линии северо-восточного простирания. Преимущественное развитие разломов северо-западного и северо-восточного простираний установлено И.И.Чебаненко и для всего земного шара. О.И.Слензак (I965) на примере юго-западной части УЩ указывает, что преобладающие простирания полосчатости имеют ориентировки СЗ $3I0-320^{\circ}$ и СВ $40-50^{\circ}$; простирание крутопадающих трещин отдельности подчинено тем же закономерностям. Следовательно, действительно существуют главные потенциальные системы трещин северо-западного и северо-восточного направлений и системы разломов этих же простираний. Субмеридиональные и субширотные системы занимают подчиненное положение.

Из рис.56 видно, что распределение областей современных опусканий и поднятий не случайно. Участки наиболее интенсивных поднятий соответствуют Карпатам, Галицко-Волынской впадине, Криворожско-Кременчугскому синклинорию, Ингуло-Ингулецкому антиклинорию и Саксаганскому срединному массиву. Эти структурные элементы полностью или частично оконтуриваются изодинамой +I0 мм/год.

Изодинама +4 мм/год охватывает юго-запад Восточно-Европейской платформы, северо-западную часть УЩ (Овручский синклинорий, Коростенский плутон) и выходит в пределы Днепровско-Донецкой впадины (северный склон УЩ). Эту область поднятия можно назвать Западноукраинской.

В Центральноукраинской области изодинама +4 мм/год охватывает Корсунь-Новомиргородский плутон, Ингуло-Ингулецкий антиклинорий, Криворожско-Кременчугский синклинорий, Саксаганский срединный массив, Верховцевско-Чертомлыкский синклинорий, Запорожский срединный массив, юго-восточную часть северного склона УЩ и центральные части Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин.

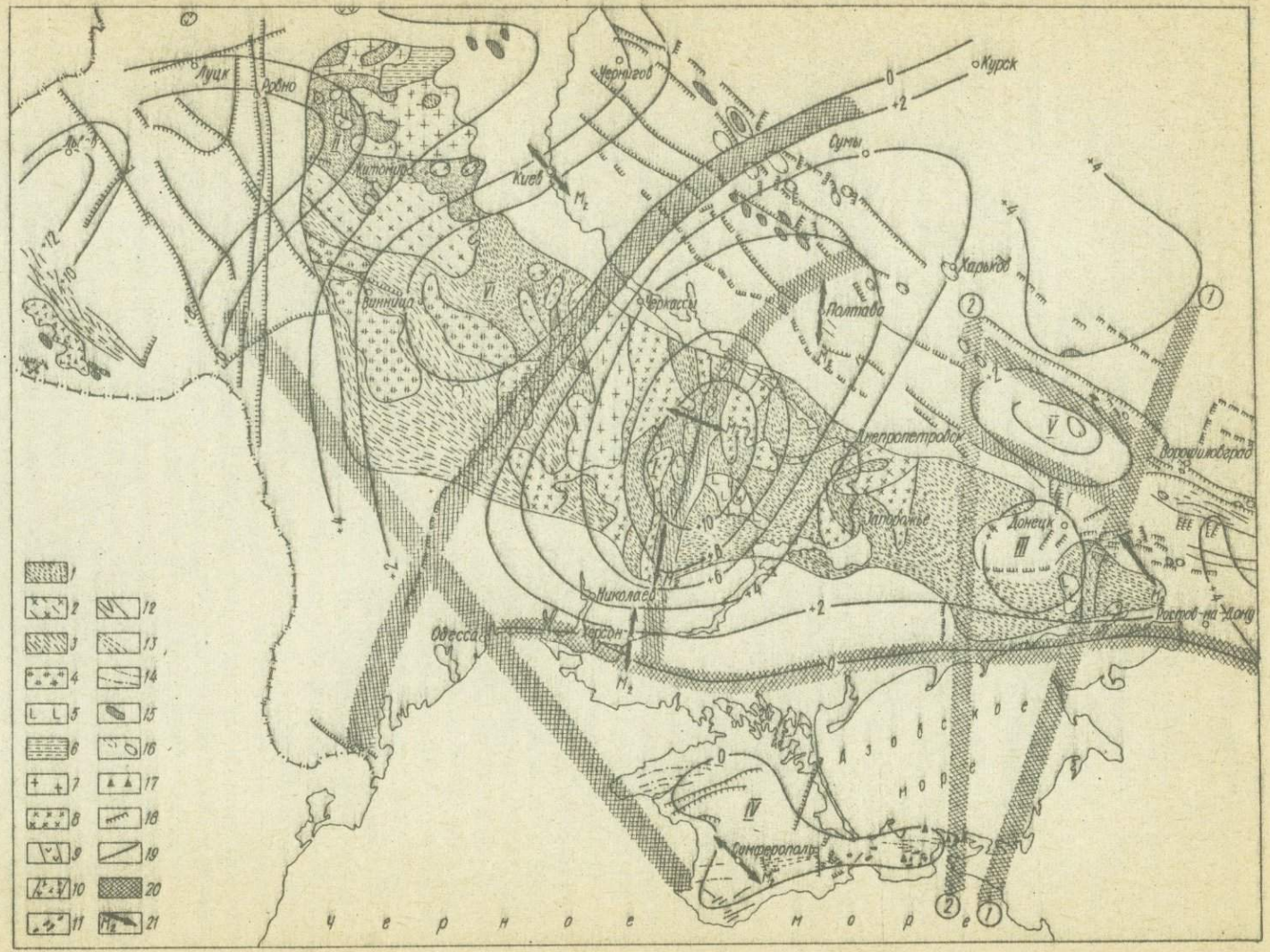

Луцк
Ровно
Житомир
Винница
Чернигов
Киев
Курск
Сумы
Харьков
Черкассы
Полтава
Днепропетровск
Ворошиловград
Донецк
Николаев
Одесса
Херсон
Ростов-на-Дону
Симферополь
Азовское море
Черное море

Рис.56. Схема тектоники и современных вертикальных движений земной коры Украины (тектоническая основа по В.Г.Бондарчуку, 1959; изодинамы современных вертикальных движений по В.А.Матцковой, 1963):

Днепровская складчато-интрузивная зона: I – складчато-метаморфический комплекс, 2 – магматический комплекс (граниты чудново-бердичевского типа). Днепровско-бугская складчато-интрузивная зона: 3 – биотит-плагиоклазовые гнейсы; 4 – чарнокит-монцонитовая формация и кордиерит-гранатовые граниты. Криворожская складчато-интрузивная зона: 5 – крупнозернистые черноквацевые граниты, красные аплитоидные граниты. Овручская складчато-интрузивная зона: 6 – овручская осадочная зона. Интрузивы: 7 – осницкие, пержанские граниты, граносиениты и др., 8 – порфировые серые граниты; 9 – Ратненский и Мекашевицкий горсты; I0 – вулканические Карпаты; II – вулканические образования; I2 – складчатость осадочных толщ альпийской геосинклинальной зоны и Донецкого кряжа; I3 – осевая зона синклинория Горного Крыма; I4 – оси погружения в отдельных районах; I5 – соляные структуры в границах Днепровско-Донецкой впадины и Закарпатья; I6 – синклинали Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины; I7 – грязевые вулканы на Керченском полуострове; I8 – тектонический разлом; I9 – изодинамы современных вертикальных движений земной коры, мм/год; 20 – зоны глубинных нарушений: Керченско-Донецкая (I), Павлоградо-Ореховская (2) и др., 2I – направление длинной оси аномального эллипса приливных наклонов (вне масштаба; M_2 – волна, по которой построен эллипс).

Неоднородности верхней мантии: I – Центральноукраинская, П – Западноукраинская, Ш – Восточноукраинская, IУ – Крымская, У – Донбасская.

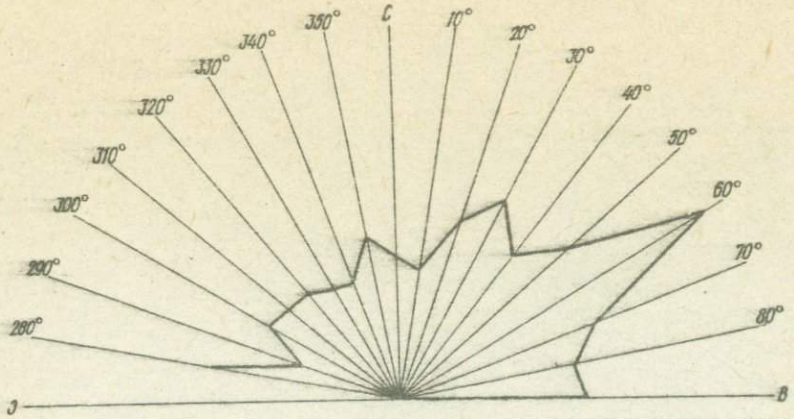


Рис.57. Статистическая диаграмма направления изодинам современных вертикальных движений земной коры территории Украины.

Западноукраинская и Центральноукраинская области разделены зоной опускания северо-восточного простирания, захватывающей частично или полностью Тетиевский синклинорий, Белоцерковский антиклинорий, Гайсинский и Побужский синклинорий, Бердичевский антиклинорий. Затем она пересекает ДДВ и уходит в пределы Воронежского массива. Восточноукраинская область современных поднятий включает Приазовский массив, Конкско-Ялынскую впадину и южный борт Кальмиус-Торецкой котловины.

Центрально- и Восточноукраинская области поднятий разделены зоной относительно слабых поднятий (от 0 до +2 мм/год), включающей Конкский, Орехово-Павлоградский и Корсакский синклинории. С севера к Восточноукраинской области поднятий примыкает область интенсивных опусканий, включающая Кальмиус-Торецкую и Бахмутскую котловины. С севера к области опусканий примыкает область поднятий, захватывающая частично Воронежский массив.

Существенной особенностью всех областей поднятий (кроме, пожалуй, карпатской части Западноукраинской области) является приуроченность к их ядрам пород интрузивного комплекса, в основном протерозойского возраста. Например, ядро Центральноукраинской области сложено протерозойскими интрузиями, связанными с разломами: массивами щелочного комплекса, массивами гранитов и габбро коростенского (Корсунь-Новомиргородский плутон) комплекса и в незначительной степени интрузивными массами гранитов нижнего архея.

В ядре северо-восточной периферии Западноукраинской области поднятий залегают подобные интрузивные массивы (за исключением массивов пород щелочного комплекса) - Коростенский плутон и др.

В ядре Восточноукраинской области поднятий залегают интрузивные массивы приазовского щелочного комплекса, связанные с разломами, и отчасти интрузивные массивы гранитов нижнего архея.

Таким образом, в ядрах областей поднятий залегают интрузивные комплексы. Вместе с тем области опусканий сложены исключительно нижнеархейским метаморфическим комплексом и палеозойскими осадочными породами (ДДВ и Донбасс).

Следовательно, можно допустить, что на глубине под Черниговской и Карпатской частями Западноукраинской, а также Крымской областей поднятий залегают интрузивные комплексы.

Крымская область поднятий на карте современных вертикальных движений выражена слабо вследствие малой изученности района. По новым данным здесь отмечается довольно интенсивное и устойчивое поднятие Крымских гор. Вместе с тем окружающие территории испытывают устойчивое и довольно интенсивное опускание.

Сопоставление схематического геологического разреза (по карте Н.П.Семененко, 1963), рельефа докембрийской поверхности, графика современных вертикальных движений и кривой Δg по направлению Олевск - Белая Церковь-Кировоград (рис.58) показывает, что кривые по знаку не совпадают.

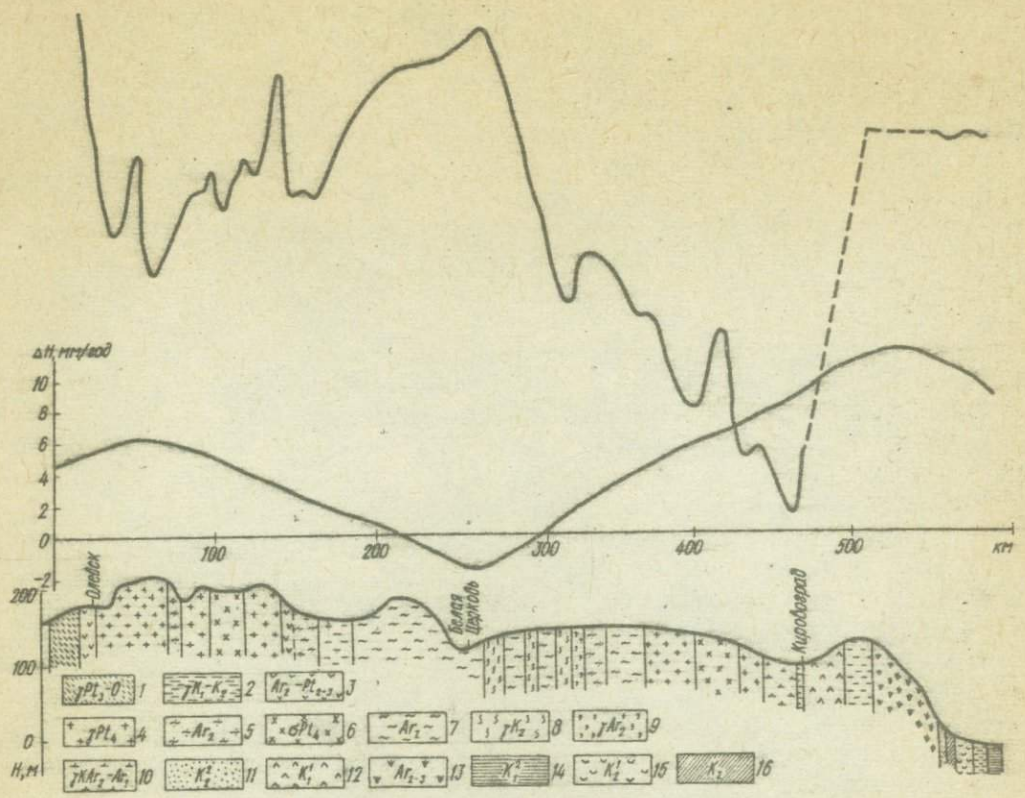


Рис.58. Сопоставление геологического разреза, современного рельефа поверхности докембрия, графиков современных движений и приращений силы тяжести по профилю Олевск – Белая Церковь–Кировоград (геологическая основа по Н.П.Семененко, 1963):

I–2 – раннеорогенные протерозойские граниты; 3 – область мигматизации подольской группы складчатости, переработанной протерозойскими складчатостями; 4 – коростенский интрузивный комплекс (посторогенные граниты, связанные с разломами); 5 – область подольской группы складчатости (вулканогенные геосинклинальные формации); 6 – габбро, основные и ультраосновные интрузии; 7 – область мигматизации подольской группы складчатости; 8 – граниты саксаганской серии; 9 – архейские граниты; I0 – гранитоиды в переработанных массивах; II – верхнеархейская свита саксаганской серии (флишоидные отложения); I2 – ингуло-ингулецкая серия; I3 – область бугской и подольской групп складчатости, переработанные криворожской складчатостью; I4 – спилито-кератофировая формация метабазитовой серии; I5 – джеспилитовая формация нижнего подъяруса саксаганской свиты; I6 – верхнесланцевая свита саксаганской серии (флишоидные отложения).

Областям максимальных скоростей поднятий и опусканий частично или полностью соответствуют области минимумов и максимумов кривой Δg. Подобная картина фиксируется на профиле юго–восточнее г.Олевска, в районах Белой Церкви и Кировограда. Правда, нет четко выраженных максимумов и минимумов, но общая тенденция сохраняется. Это можно объяснить наложением разнопричинных полей силы тяжести. Максимумы и минимумы второго и третьего порядков обусловлены внутренней неоднородностью самых верхних частей фундамента, что отчетливо видно на геологическом разрезе. Какая часть максимумов и минимумов первого порядка обусловлена изменением плотности на глубине (вероятнее всего, в самых верхних частях верхней мантии или, может быть, на границе Мохо), а какая изменением плотности в низах земной коры, сказать пока трудно. Для этого нужны более детальные исследования.

А.Т.Донабедов и В.С.Сидоров указывают, что существуют прямые, обратные и неопределенные соотношения между скоростями современных вертикальных движений земной коры и гравитационными полями. Причем, по их данным, для УЩ, ДПВ и Воронежского

массива характерны прямые соотношения. По нашим данным, наоборот, наблюдается обратное взаимоотношение. Это, конечно, связано с тем, что современные вертикальные движения обусловлены разными факторами, расположенными на различной глубине. Не будем рассматривать их для разных районов, а попытаемся объяснить только для Центральноукраинской области.

На профиле Олевск – Белая Церковь-Кировоград нет резко выраженных форм рельефа, соответствующих областям современных поднятий и опусканий земной коры. Вместе с тем простой расчет показывает, что при устойчивом опускании или поднятии областей с теми скоростями, какие мы наблюдаем здесь сейчас, район Кировограда должен был за 2000 лет подняться относительно Белой Церкви на 20–25 м. Такая величина практически может быть достаточно отчетливо заметна. В действительности, Центральноукраинской области современных поднятий соответствуют отметки поверхности докембрия меньшие, чем области современных опусканий, разделяющей Центральноукраинскую и Западноукраинскую области (в среднем на 100–160 м). Следовательно, необходимо допустить, что либо период воздымания Центральноукраинской области относительно небольшой (меньше 2000 лет), либо эта область занимала по сравнению с соседней областью опускания значительно более низкий гипсометрический уровень. В таком случае период современного воздымания и опускания этой области может быть более 2000 лет.

Приведенный анализ показывает, что для генерации современных вертикальных движений земной коры Центральноукраинской области нужно найти в недрах Земли источник сил, накопление энергии от которого периодически разряжалось бы в виде подъема земной коры. Период разрядки движений исторически обозрим.

По данным Е.А.Любимовой и других исследователей, тепловой поток в районе г.Кривого Рога примерно на 15% больше, чем в районах Белой Церкви и Умани. Это отвечает областям интенсивных современных поднятий и опусканий соответственно. Шахты Криворожья, как известно, богаты термальными водами, что заставляет искать источники тепла под областью интенсивных поднятий. По всем известным в настоящее время признакам это тепло, скорее всего, радиогенное. Вероятно, следует считать, что причиной современных вертикальных движений в этом районе является энергия радиоактивного распада. Периодичность же ее разрядки определяется какими-то пока неизвестными причинами. Расширение некоторой области в результате накопления радиогенного тепла приводит к разуплотнению вещества в ней и, следовательно, к воздыманию земной поверхности, а все вместе взятое – к уменьшению силы тяжести над областью современных поднятий.

По весьма приблизительной оценке источник радиогенного тепла (центр области разуплотнения) расположен на глубине 30–50 км.

Выше было отмечено, что на территории Украины в ядрах областей современных поднятий находятся породы интрузивного комплекса. Это заставляет предполагать, что их образование тесно связано с энергетическим источником, расположенным на глубине, и с выносом тепла из него. Материал, сформировавший интрузивные комплексы, мог поступить из мантии, но, возможно, находился и на месте (гранитизации осадочных пород).

Как указывалось, разломы, по которым происходят вертикальные движения блоков, лучше всего выделять по графикам повторных нивелирований. Карты изодинам современных движений могут быть использованы, как правило, только при наличии достаточно густой сети полигонов повторных нивелирований для данного масштаба. Для Украины эта сеть очень редкая, поэтому определить точное плановое положение зон разрывных нарушений по карте изодинам не представляется возможным. Ориентировочное их положение может быть изображено весьма схематично. Однако есть зоны нарушений, которые можно провести достаточно уверенно на основе современных вертикальных движений. К ним относятся, например, Кальмиусско-Бланчикская зона глубинных нарушений и глубинный разлом, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу с юга.

Кальмиусский и Бланчикский глубинные разломы хорошо проявляются в геофизических полях (гравитационном, магнитном, геоэлектрическом) и по данным сейсмометрии. Вос-

точнее и западнее разломов каменноугольные породы Донбасса существенно различаются по плотности. К нарушениям часто приурочены интрузивные комплексы. К востоку от зон докембрийские породы Приазовского массива уступообразно погружаются под мезо-кайнозойские породы на большие глубины. Здесь расположена довольно мобильная часть восточного продолжения Приазовского массива. Западнее Приазовский массив обнажен или залегает неглубоко.

По данным наблюдений за современными вертикальными движениями, Кальмиусско-Еланчикская зона глубинных нарушений также отмечается довольно отчетливо. На всем протяжении она проходит, касаясь областей наиболее контрастных современных движений: на юге - Крымской области современных поднятий, севернее - Восточноукраинской; еще севернее она ограничивает с востока область опусканий Донбасса, а на крайнем севере - область современных поднятий Воронежского массива. В Донбассе восточнее этой зоны нарушений располагается гипсометрически наиболее приподнятая часть каменноугольных отложений, слагающих Северный антиклинал, Боково-Хрустальную синклиналь, Главный антиклинал, Чистяковскую синклиналь и Южный антиклинал. Западнее расположены наиболее погруженные участки Донбасса, перекрытые мощной толщей юрских и меловых отложений. В область современного опускания, ограниченную с востока Кальмиусско-Еланчикской зоной, входят Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины Донбасса.

Павлоград-Орехово-Азовская зона глубинных нарушений выделялась ранее автором по геофизическим и геологическим признакам. Это подтверждается данными о современных вертикальных движениях земной коры. Зона, подобно предыдущей, ограничивает те же зоны поднятий и опусканий, но только с запада. Через Азовское море она прослеживается по интенсивным гравитационным ступеням.

Глубинный разлом, ограничивающий Восточно-Европейскую платформу с юга, в современных вертикальных движениях проявляется весьма отчетливо. В области перехода от Приазовского массива к зоне сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ отмечается сгущение современных вертикальных движений (см. рис. 56). Поэтому южной границей Восточно-Европейской платформы должен быть признан именно глубинный разлом, как весьма интенсивный и долгоживущий. По обе стороны от разлома направление современных вертикальных движений существенно различно. Севернее разлома идет воздымание поверхности, южнее - опускание.

Заключение

Северное Приазовье расположено между северным берегом Азовского моря на юге, Днепром – на западе, Донбассом – на севере и Доном – на востоке.

В структурном отношении почти вся его территория занята Приазовским кристаллическим массивом – юго-восточным продолжением Украинского щита. На севере массив граничит с Днепровско-Донецким авлакогеном, от которого отделен Южно-Донбасской системой глубинных разломов, на юге – через зону сочленения со Скифской платформой. Восточная граница массива проходит, вероятнее всего, в междуречье Грузского, Мокрого и Сухого Еланчиков; на глубине его продолжение фиксируется до меридиана г.Новочеркасска, где отмечается зона тектонических нарушений субмеридионального простирания.

Для изучения геологического строения района и процессов в верхней мантии необходимо правильно осветить роль разломной тектоники в формировании структуры Северного Приазовья, структурных взаимоотношений Донбасса с Приазовским массивом и его восточным продолжением, Приазовского массива с его южным обрамлением (зоной сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ).

Приазовский кристаллический массив является уникальной провинцией не только в тектоническом отношении, но и в металлогеническом. Здесь сосредоточены многочисленные проявления руд различных полезных ископаемых. Несомненно, что металлогения тесно связана с разломной тектоникой и ее познание невозможно без познания этой тектоники.

Приазовский массив в структурном отношении не однороден. Вдаваясь в виде острого клина между разновозрастными структурными элементами, он претерпел самые различные по величине и направлению напряжения.Это определило блоковый характер его строения. Западная часть массива, примерно до р.Кальмиуса, обнажена или залегает неглубоко под третичными и четвертичными осадками. К востоку от Кальмиуса массив погружается на небольшие глубины под мезо-кайнозойские отложения (иногда палеозойские), достигающие километра и более.

Но не только глубинами залегания фундамента определяется деление массива на части. В структурном отношении также намечается существенное различие между ними. Восточное погруженное продолжение Приазовского массива (Украинского щита) более интенсивно переработано альпийскими горообразовательными процессами. Субмеридиональной полосе, расположенной в междуречье Кальмиуса и Грузского, Мокрого и Сухого Еланчиков, свойственны значительные вертикальные перемещения блоков по тектоническим швам.

Деление массива на блоки фиксируется также по поведению изолиний плотностей каменноугольных отложений, прилегающих к массиву частей Донбасса. К западу от р.Кальмиуса (38-й меридиан) плотность каменноугольных отложений значительно ниже, чем к востоку от нее, и очень быстро возрастает к южной границе Донбасса от 2,I5 до 2,50 г/см^3. Причем с приближением к Кальмиусу значения плотности возрастают, изоденсы принимают параллельное реке положение. Восточнее 38-го меридиана плотность пород постепенно увеличивается к южной границе Донбасса. Изоденсы идут почти параллельно этой границе, несколько поворачивая к северу у линии раздела (38-й меридиан).

Это дает нам право утверждать, что отдельные участки массива вели себя по-разному на протяжении палеозойского и послепалеозойского времени. Линия раздела проходила, примерно, по Кальмиус-Еланчикской зоне глубинных разломов (38-й меридиан). К востоку от этой линии располагалась наиболее мобильная часть массива. Она претерпела интенсивные опускания (ранний палеозой) и поднятия (поздний палеозой). Часть массива, расположенная к западу от 38-го меридиана, в меньшей степени подвергалась тектоническим воздействиям в палеозойское время (низкая плотность отложений карбона Западного Донбасса), хотя местные напряжения проявлялись достаточно интенсивно (резкое увеличение плотности отложений карбона по южной периферии Донбасса западнее 38-го меридиана).

Зона сочленения Донбасса с Приазовским массивом,зона сочленения Восточно-Европейской и Скифской эпигерцинской платформ представляют собой своеобразные структурные элементы с характерными только для них формами блоковых движений и магматизма.

В результате анализа геологической обстановки района и физических параметров горных пород установлено, что геофизические методы исследований с очень большим успехом можно применять для решения даже весьма сложных тектонических задач. Часто эти методы дают более полные и объективные сведения о тектонике района, чем геологические, а в некоторых случаях представляют собой единственную возможность для получения этих сведений. Например, для познания глубинного строения Приазовского массива прямые геологические методы часто дают весьма скудные сведения косвенного характера.

Изучение плотности кристаллических пород докембрия произведено более чем по 20 тыс. определений, выполненных различными авторами для всей территории Приазовского массива. Результаты анализа показывают, что средняя плотность пород всего метаморфического комплекса равна 2,90 г/см^3. Средняя плотность всех кристаллических пород Приазовского массива – 3,00 г/см^3.

Плотность осадочных верхнедевонских отложений (2,60 г/см^3) близка к плотности магматических пород кислого и щелочного составов. Средняя плотность эффузивного комплекса девона равна 2,69 г/см^3.

Анализ плотностей каменноугольных пород показывает отчетливое увеличение плотности пород нижнего и среднего карбона Южного Донбасса в восточном и южном направлениях. В пределах всей каменноугольной толщи она возрастает от 2,10 г/см^3 (на крайнем юго-западе) до 2,72 (в Южно-Несветайском районе) вследствие уплотнения и метаморфизма пород в процессе формирования складчатости Донбасса.

Плотность меловых отложений по северной и восточной окраинам Приазовского массива весьма устойчива и составляет 1,90–2,00 г/см^3, что свидетельствует о выдержанном и постоянном среднем составе пород.

Плотность меловых пород южного обрамления Приазовского массива значительно выше плотности подобных пород западного, северного и восточного обрамлений. Вместе с тем литологические особенности и фации меловых пород этих двух полос на первый взгляд кажутся одинаковыми. Объяснять такое различие в плотностях следует различием глубин залегания меловых толщ, а следовательно, и различием испытываемых ими статических нагрузок. Плотность меловых пород по южному обрамлению Приазовского массива увеличивается также вследствие некоторого изменения фаций и влияния динамических нагрузок (тектонических движений).

Определения плотности горных пород третичного и четвертичного возраста показывают, что, хотя по отдельным свитам происходили значительные региональные изменения, средневзвешенное ее значение для всей толщи близко к 2,0 г/см^3.

Таким образом, в Северном Приазовье следует выделять несколько основных приповерхностных плотностных границ раздела, которые создают локальные гравитационные аномалии.

В пределах собственно Приазовского массива наиболее существенные приповерхностные плотностные границы раздела проходят по контактам между: а) кислыми, щелочными и основными, ультраосновными породами; б) метаморфической толщей и основными, ультраосновными породами; в) метаморфической толщей и кислыми, щелочными породами; г) по границе раздела докембрий – мезо-кайнозой.

Осадочно-метаморфические породы залегают в виде "слоеного пирога" и не создают на общем фоне перемежаемости отдельных крупных тел, что упрощает картину мелкомасштабного гравитационного поля. Вскрытые тела основных и ультраосновных пород также не имеют достаточно больших локальных масс, которые могли бы обусловить обширные и интенсивные гравитационные аномалии на общем фоне гравитационного поля Приазовского массива. Тела кислых и щелочных пород иногда имеют достаточно большие массы среди метаморфических пород. Избыточная плотность на их границе мала, всего лишь 0,09–0,1 г/см^3, но при существенной массе таких тел они создают относительные минимумы среди поля, обусловленного метаморфическими породами. Поскольку рельеф поверхности кристаллических пород выражен относительно спокойными формами, то аномалии, вызванные плотностной границей докембрий – мезо-кайнозой, должны быть относительно обширными по площади, но сравнительно слабыми по интенсивности. Только в местах значительного вертикального перемещения отдельных блоков кристаллического основания (Конкско-Ялынская впадина и др.) размеры и интенсивность таких аномалий должны значительно изменяться.

Следовательно, в пределах собственно Приазовского массива на общем фоне поля, обусловленного глубинными факторами, должны быть либо интенсивные, но ограниченные по размерам аномалии, создаваемые ультраосновными породами, либо слабые, но более обширные аномалии, создаваемые телами кислых и щелочных пород.

В области западных, сопредельных с Приазовским массивом регионов, структурные элементы, сложенные железорудными породами, выделяются среди безрудных кристаллических сланцев интенсивными значениями гравитационного поля. Вторая плотностная граница здесь проходит между железорудной формацией и мезо-кайнозойскими осадками. Влияние этой границы раздела сводится к влиянию рельефа железорудной формации, погребенной под молодыми осадками.

Поскольку породы железорудной формации имеют существенно большую плотность, чем кристаллические породы Приазовского массива в среднем, то он должен был бы фиксироваться в гравитационном поле пониженными значениями. В действительности это не наблюдается, что можно объяснить главным образом влиянием более глубоких факторов.

По северной и восточной периферии Приазовского массива главные плотностные границы проходят по контактам между палеозойскими и мезо-кайнозойскими, докембрийскими и мезо-кайнозойскими породами, а в северо-западной части территории – также по контакту между докембрийскими и палеозойскими образованиями. Аномалии, обусловленные этими плотностными границами, обширны и интенсивны только в случае, если формы рельефа поверхности палеозойских и докембрийских пород выражены достаточно резко в результате существенных вертикальных блоковых перемещений. В северо-западной части, где палеозойские породы имеют значительно меньшую плотность, чем докембрийские, отмечается общий пониженный фон гравитационного поля.

В районах, примыкающих к Приазовскому массиву с юга, главные поверхности раздела совпадают с поверхностью докембрия (при неглубоком его залегании), с контактом эоценовых и палеоценовых осадков (при сравнительно глубоком залегании докембрия) и с контактом между средне- и нижнеэоценовыми породами (при очень глубоком залегании докембрия). Таким образом, по южной периферии Приазовского массива основная приповерхностная плотностная граница переходит с отложений одного возраста на отложения другого, как бы омолаживаясь.

Материалы определения магнитных свойств пород показали, что значительная часть горных пород Северного Приазовья практически немагнитна. Из всего количества образцов, подвергавшихся исследованиям, только около четверти оказались практически магнитными.

С помощью магнитометрии в пределах Северного Приазовья можно картировать разломы, к которым часто приурочены магнитные породы, а также выделять основные, ультраосновные, метаморфические и эффузивные породы среди кислых, щелочных и осадочных. В районах, примыкающих к Приазовскому массиву с запада, магниторазведка дает возможность картировать магнитные железистые породы среди немагнитных пород железорудной формации.

Анализ геоэлектрических свойств пород Северного Приазовья показал, что электроразведка может применяться для изучения рельефа поверхности домеловых пород (метод ВЭЗ) и элементов тектоники докембрийских пород (минерализованных зон разломов, если последние перекрыты маломощными низкоомными осадками).

По константам упругих свойств пород Северного Приазовья можно определять глубины залегания поверхности кристаллических пород под молодыми рыхлыми отложениями мезо-кайнозойского возраста. Определение мощности земной коры, выделение границ раздела в "гранитном" и "базальтовом" слоях требуют специальных исследований (ГСЗ).

Для выяснения роли разломной тектоники в геологической структуре района абсолютные значения аномалий гравитационного и магнитного полей не играют принципиальной роли. Поэтому в качестве основного материала, послужившего для геоструктурных построений, использованы не карты гравитационных и магнитных аномалий, а схемы гравитационных ступеней и осей магнитных аномалий, а также сейсмические разрезы.

Сопоставление геофизических полей показывает, что между гравитационными и магнитными полями, а также между гравитационными и магнитными аномалиями почти нигде нет соответствия. Иногда аномалии того и другого полей имеют противоположные знаки. Вместе с тем отмечается соответствие между гравитационными ступенями и осями аномалий магнитного поля.

Таким образом, в совокупности интенсивным, протяженным и линейно выдержанным гравитационным ступеням, протяженным и линейно выдержанным цепочкам интенсивных изометрических магнитных аномалий, протяженным, линейно выдержанным и интенсивным полосовым магнитным аномалиям соответствуют разрывные тектонические нарушения.

Идентификация перечисленных геологических признаков глубинных разломов с геофизическими показывает, что между ними существует очень тесная корреляция. Более того, геофизические признаки более явны и формализованы, а потому в большинстве случаев могут заменить геологические, которые следует использовать для дробной классификации глубинных разломов, для фиксации инансов, связанных с генезисом каждого разлома.

В зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом приближенное разделение пород по петрографическим и литологическим признакам проводилось на основании различия их физических свойств. Количественная интерпретация осуществлялась путем вычисления глубины залегания поверхности домеловых пород по данным ВЭЗ и вычисления глубины залегания верхней кромки магнитовозмущающих объектов. Для последнего случая применялись способ касательных и способ точек перегиба.

Интерпретация геофизических материалов по северо-восточной части Приазовья осуществлялась комплексно, качественными и количественными методами.

Качественная интерпретация материалов по собственно Приазовскому массиву сводилась к выявлению разрывных структурных элементов разных порядков и выделению систем блоков. Широко использованы данные ГСЗ, гравиметрии, магнитометрии, электроразведки, геолого-тектонические данные.

Количественная интерпретация проводилась путем моделирования плотностного разреза земной коры по профилю ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) – Сватово.

В Северном Приазовье выявлена довольно густая сеть глубинных разломов, которые разделены на порядки в зависимости от того, какие структуры они разделяют. Всего выделено пять порядков глубинных разломов.

Сопоставление геофизических и геологических признаков глубинных разломов в Северном Приазовье дает хорошее пространственное их совпадение, и разломы, таким образом, нанесены достаточно уверенно.

Установлено, что между внутренней структурой Приазовского массива и приповерхностной частью земной коры существует определенная связь; глубинные разломы являются основным структурообразующим фактором, они участвуют в формировании всех структурных элементов, из верхней мантии проникают на поверхность земной коры, разбивая ее на разновеликие блоки, которые, перемещаясь в пространстве по трем степеням свободы, создают все многообразие структурных элементов, образующих земную кору Северного Приазовья. Складчатые структуры не отражаются достаточно ни в строении земной коры Приазовского массива, ни в формах поверхности Мохо над ним. Они приурочены к зонам глубинных разломов. Следовательно, формирование пликативных структурных элементов также обусловлено блоковой тектоникой. Но эти структурные формы имеют только приповерхностное развитие.

Совместный анализ разломной тектоники и современных вертикальных движений земной коры показывает, что вертикальные движения происходят по плоскостям разрывных нарушений. Максимальные градиенты движений совпадают с зонами глубинных разломов. Следовательно, изучая распределение современных движений на поверхности Земли, можно также изучать разломную тектонику земной коры.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

– разломная тектоника определяет формирование структуры земной коры;

– глубинные разломы – это самостоятельные структурные элементы земной коры; они отличаются высокой мобильностью движений, длительностью развития, высокой степенью унаследованности;

– разломно-блоковые элементы четко проявляются в толще земной коры и в поверхности мантии (Мохо);

– глубинные разломы представляют собой кусочно-непрерывные изломанные полосы, разделяющие разнородные структурные элементы; порою глубинные разломы разделяют как разновозрастные, так и одновозрастные структурные элементы, переходя на отдельных участках их разломов одного порядка в разломы других порядков;

– в Северном Приазовье развиты глубинные разломы четырех основных простираний: северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного;

– разломно-блоковые движения по глубинным разломам являются причиной формирования складчатой тектоники;

– складчатая тектоника на древних платформах имеет только приповерхностное развитие и проникает в земную кору на небольшие глубины;

– пликативные структурные формы в поверхности Мохо проявляются только совокупно в виде корней горных систем;

– для выяснения роли складчатой тектоники в формировании структуры щитов следует провести детальные геофизические исследования соответствующих участков земной коры методами гравиметрии, магнитометрии и ГСЗ с таким расчетом, чтобы захватить глубины до 10 км;

– разработанная методика выделения глубинных разломов по геофизическим признакам может быть положена в основу классификации глубинных разломов;

– идентификация геологических и геофизических признаков глубинных разломов позволяет заменить слабоформализованные и порою неявные геологические признаки явными и достаточно полно формализованными геофизическими признаками;

– геологическое изучение разломной тектоники требует специальной методики, отличающейся от обычной геологической съемки;

– данные о плотностях приповерхностной части земной коры горных пород не могут быть распространены на всю толщу земной коры;

– представление о земной коре как о двуслойной среде, состоящей из "гранитного" и "базальтового" слоев, является упрощенным; земная кора – весьма сложная гетерогенная среда переменной плотности;

– поиски реальной модели земной коры следует вести комплексно, используя гравитационные и магнитные данные и простейшие сейсмогеологические разрезы коры и затем коррелируя их на соседние более сложнопостроенные участки земной коры;

– наблюдается тесная корреляционная зависимость между формами рельефа поверхности Мохо и докембрийской поверхности; эти формы имеют обратные знаки: положительным формам поверхности Мохо соответствуют отрицательные формы поверхности докембрия и наоборот;

– конфигурация структурных элементов земной коры в плане определяется оптимальным соответствием сетки существующих глубинных разломов контурам неоднородностей, внутри которых происходят процессы, приводящие к деформациям земной коры;

– зоны сочленения разновозрастных структурных элементов должны быть выделены в самостоятельную группу классификации структур.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенберг Д.Е. До характеристики кам"яновугільних відкладів району р.Сухі Яли. – Геол. журн. АН УРСР, 1940, т.УП, вип.3.

Айнберг Л.Ф. Роговые обманки Мариупольского щелочного массива. – Изв. ГГРУ, 1930, т.49, № 5.

Айнберг Л.Ф. Приазовский щелочной массив. – Труды ВГРО, 1933, вып.196.

Ажгирей Г.Д. Глубинные разломы в Карпато-Кавказском подвижном поясе. – В кн.: Материалы УП съезда КБГА. Киев, "Наукова думка", 1967.

Апродов В.А. Структурно-тектоническая классификация глубинных разломов. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.

Архангельский А.Д. Геология и гравиметрия. ОНТИ, 1923.

Архангельский А.Д. Значение гравиметрии в геологии и проблема изучения геологического строения Земли. – Бюл. МОИП. отд. геол., № 3–4, 1932.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Архангельский А.Д., Карпинский А.П. Большой Донбасс. – Вестн. АН УССР, № 7, М., 1936.

Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т.I, 1947, т.П, М., Госгеолиздат, 1948.

Антипов А.И., Желтоножкин Л.С., Васильев П.А. Пластовая карта каменноугольной почвы Области Войска Донского. Масштаб 3 версты в I дюйме, 1866–1869.

Балуховский Н.Ф. Тектоника западных и северных окраин Донбасса. – В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.

Балуховський М.П. Фактори метаморфізму в Донецькій геосинкліналі.– ДАН УРСР, 1958, № II.

Балуховский Н.Ф. Новые данные о геологическом строении и истории развития окраин Донецкого бассейна. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.

Балуховский Н.Ф. и др. История геологического развития Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донбасса в палеозое и мезо-кайнозое. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.

Банковський В.О.До питання про відносний вік найголовніших тектонічних фаз у Донецькому кам"яновугільному басейні. – Геол.журн.АН УРСР, 1935, т.П, вип.I.

Банковский В.А. Интрузии основных пород на юго-востоке Донбасса. – Вестн. АН УССР, 1952.

Баранова Н.М., Молявко Г.І., Борисенко С.Т. Третичні відклади південно-східної частини України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.

Баранова Н.М. и др. К вопросу о геологии южного склона Приазовского массива. – Геол. журн., 1967, т.27, вып.2.

Басс Ю.Б. Про крейдові і палеогенові відклади басейну р.Молочної. – Геол. журн. АН УРСР, 1941, т.УШ, вип.I.

Безбородько М.І. Терен мігматації на лівобережжі України та ортитовий граніт с.Салтичії на Маріупольщині. – Труди Укр.наук.-дослід.геол.ін-ту, т.П, 1929.

Безбородько Н.И. Монцониты Украины. – Труды ин-та геологии ВУАН, 1933–1934.

Безбородько М.І. Районізація магматичних порід кристалічної смуги України. – В кн.: Корисні копалини України, ВУАН, 1934.

Благоволин Н.С. Земля и Вселенная, 1965, № 5.

Богданов А.А. Некоторые особенности тектоники палеозойских отложений Донецкого бассейна в связи с изучением строения его южных окраин. – Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во МОИП. Новая серия. вып.13, 1947.

Богданов А.А. и др. Материалы по геологии девонских отложений южных окраин Донецкого бассейна. – Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во МОИП. Новая серия, вып.9 (13), 1947.

Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы. – Вестн. Московск. гос. ун-та, серия 4, геология, 1961, № 5, 1962, № 2.

Богданов А.А. Тектоническая карта СССР. Изд-во Главн. упр. геодезии и картографии СССР, 1961.

Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. – БМОИП, отд. геологии. т.XXXУШ (3), 1963.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). – Сов. геол., 1964, № 9.
Бойчук М.Д. и др. Алмазоносность зоны сочленения Приазовья с Донбассом. – ДАН СССР, 1967, т.176, № 5.
Бондарчук В.Г. Четвертинні поклади північної Приазовщини. – Журн. геол.-географ. циклу, 1932, № 3.
Бондарчук В.Г. Геологический путеводитель по окрестностям Таганрога. – Труды II Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып.3, 1933.
Бондарчук В.Г. Тектоорогения.Изд-во Киевск.гос.ун-та,1946.
Бондарчук В.Г. Нарис тектонічної будови території Української РСР. – Геол.журн., 1955, т.ХУ, вип.3.
Бондарчук В.Г. Тектоніка Великого Донбасу і походження ровоподібних прогинів платформи. – Геол. журн., 1956, т.ХУІ, вип.2.
Бондарчук В.Г. Про тектоніку Причорномор"я. – Геол.журн.,1953, т.ХУП, вип.2.
Бондарчук В.Г. Геологія України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
Бондарчук В.Г. Основные вопросы тектоорогении. Киев. Изд-во АН УССР, 1961.
Бондарчук В.Г. Структура земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Бондарчук В.Г. та ін. Гіпсометрія поверхні докембрійського кристалічного фундаменту території Української РСР та Молдавської РСР. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР (пояснювальна записка до тектонічної карти УРСР та МРСР, м 1:750000). Київ, Вид-во АН УРСР, 1959а.
Бондарчук В.Г. и др. Рельеф поверхности докембрийского фундамента территории Украинской и Молдавской ССР. – Сов. геология, 1959б, № 1.
Богачев В.В. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1907 и 1908 гг. – Изв. Геол. Комитета, 1910, т.29, № 7.
Богачев В.В. Геологический очерк Таганрогского округа. Ростов-на-Дону, 1916.
Болдырева А.М. К описанию песчаников карбона и девона Донецкого бассейна. – Материалы ЦНИГРИ. Петрография и минералогия, сб. № 2, 1933.
Борисенко С.Г., Древин А.Я., Царовский И.Д. Разломная тектоника Приазовья и связанная с нею металлогения. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Борисов А.А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. – Сов. геол., 1962, № 1.
Борисов А.А., Кругляков Г.Н. О глубинном строении земной коры Закарпатья. – Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
Борисов А.А. Тектоническое районирование плит в связи с закономерностями размещения месторождений нефти и газа. – В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Борисов А.А., Новарчук А.Д. Методика интерпретации магнитных аномалий, выявленных аэромагнитной съемкой. – В кн.: Аэромагнитная съемка. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Борисов А.А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
Борисов А.А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. – Сов. геол., 1964, № 3.
Борисов А.А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. – Доклад на заседании тектонического комитета 13-14 ноября 1964 г. – Геотектоника, 1965, № 3.
Борисов А.А. О динамической активизации земной коры в процессе тектогенеза. – Геофиз. сб., 1966, вып.15.
Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
Борисов А.А. Строение и развитие земной коры территории СССР. – В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Наука", 1968 (МГК, 23 сессия, докл. сов. геологов, Проблема 5).
Борисяк Н.Д. О стратиграфических отношениях почв в Харьковской и прилегающих к ней губерниях. Сборник материалов, относящихся до геологии южной России, кн. I, Харьков, 1867.
Боровиков А.М. О фактическом состоянии тектонической терминологии. – Геотектоника, 1968, № 1.
Браут Р. Фазовые переходы. М., "Мир", 1967.
Булычев Н.М. Описание Кальмиус-Торецкой котловины. – Горн. журн., 1877, № 7.
Буренин Г.С., Токарев Н.С. Кальмиус-Торецкий гидрогеологический район. М. Изд-во ЦНИГРИ, 1930.
Буртман В.С. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Буштар М.С., Клиточенко И.Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Причерноморья и северо-западного Приазовья. – Геология нефти, 1957, № 10.
Варданянц Л.А., Дубинский А.Я. Кристаллические породы Азовской антеклизы. – ДАН СССР, 1959, т.129, № 4.
Вашилов Ю.Я. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках. – Геофиз. исследования, сб.П. Изд-во МГУ, 1966.
Вебер В.В. Проблема нефтегазоносности Донецкого бассейна. М., Гостоптехиздат, 1945.

В е б е р В.В. Нефтеносность юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и задачи дальнейших геологических работ. – Труды Науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
В е р б о л о з С.Е. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. – Научно-техн. журн. "Уголь", № 4. Изд-во М-ва угольной промышленности СССР, 1952.
В о з н е с е н с ь к и й О.Н. Умови формування Донецького кряжа. (В порядку обговорення). – Геол.журн. АН УРСР, 1958, т.ХУШ, вип.4.
В е с е л о в К.Е. Применение второй вертикальной производной потенциала силы тяжести при геологическом истолковании гравиметровой съемки. – Прикладная геофизика, вып.П. М. Гостоптехиздат, 1954.
В и к у л о в а М.Ф. Характеристика месторождений каменноугольных известняков Донбасса, снабжающих флюсом металлургические заводы УССР, т.I, вып.2. Изд-во ВГРО, 1932.
Г а п е е в А.А. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна. – Материалы по общей и прикладной геологии, вып.123, 1927.
Геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб: 10 верст в дюйме. Изд-во Геолкома, П т., 1920.
Геология СССР, Донецкий бассейн, т.УП. М.-Л., Гос. изд-во геол. лит. Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1944.
Геологическая карта Донбасса. Масштаб 1:500000. Составлена Т.А.Туполевой под ред. П.И.Степанова. Комитет по делам геологии при СНК СССР, 1941.
Геология СССР, т.У, Украинская ССР и Молдавская ССР, ч.I. Геологическое описание платформенной части. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Г и н з б е р г А.С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изд-во Петерб. политехн. ин-та, т.ХХУ, вып. I-2, 1916.
Г л е з е р В.Д., Ц у к к е р м а н И.И. Образ и зрительная система. – Природа, 1962, № 10.
Г о й ж е в с ь к и й О.О. Конківський розлом (про тектонічну межу Приазовського масиву і Конківсько-Алінської западини). – Геол.журн., 1958, т.ХУШ, вип.4.
Г о й ж е в с ь к и й О.О. Тектоніка північно-східної частини Причорноморської западини. – Геол.журн., 1962, т.ХХП, вип.6.
Г о р с ь к и й І.І. Роль Донецького басейну в розвитку науки геології вугілля. – Геол.журн., 1954, т.ХІУ, вип.4.
Г о р с к и й В.П. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон Урала (на примере северной его части). – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
Г у р о в А.В. Ископаемые органические остатки донецких каменноугольных осадков. Труды О-ва испытателей природы при Харьковском ун-те, т.УІ-УП, 1872-1873.
Г у р о в А.В. Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах. – Там же, т.ХІУ, 1880.
Г у р о в А.В. К геологии Екатериновской и Херсонской губерний. Там же, т.ХУІ, 1882.
Д о б р я н с к и й А.М. Основные части тектоники западного крыла Кальмиус-Торецкой котловины. – В кн.: Вопросы стратиграфии, литологии и тектоники Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Д о д и н А.Л. Глубинные разломы на примере Алтае-Саянской области. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
Д о м г е р В.А. Геологические исследования западной части кристаллической полосы в Новороссии в 1875 г. – Горн. журн., 1876, т.П.
Д о м г е р В.А. О кристаллических породах юга и юго-запада Европейской России. Горн. журн., 1881, № 3.
Д о м г е р В.А. Геологические исследования в южной России в 1861-1884 гг. – Труды Геолкома, т.ХХ, № I, Спб., 1902.
Д о н а б е д о в А.Т. Итоги и дальнейшее направление геофизических работ в связи с проблемой Большого Донбасса, нефтеносности и газоносности Калмыцко-Сальских степей. – Тезисы докладов на I Конф. по изучению производительных сил Азово-Черноморского края, 1936.
Д о н а б е д о в А.Т. Геофизические методы разведки и проблемы Большого Донбасса. – Труды ХУП сессии Междунар. геол. конгресса 1937 г., т.I. ГОНТИ, М., 1939.
Д о н а б е д о в А.Т. Некоторые результаты геофизических исследований Большого Донбасса. – Изв. АН УССР, сер. геол., 1940, вып.5.
Д о н а б е д о в А.Т. Об изучении физических свойств горных пород угленосных бассейнов СССР. – Сов. геол., 1940, № 7.
Д о н а б е д о в А.Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. – В кн.: Большой Донбасс. М.-Л., Госиздат, 1941.
Д о н а б е д о в А.Т., С и д о р о в В.А. О соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на территории Европейской части СССР. – В кн.: Современные движения земной коры, № I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Д р е в и н А.Я., З а р и ц к и й А.И. О гидротермально-метасоматическом флюорите зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом. – ДАН СССР, 1960, т.131, №1.
Д р е в и н А.Я., З а р и ц к и й А.И., Ц а р о в с к и й И.Д. О строении юго-восточной краевой части Украинского кристаллического щита (Покрово-Киреевская структура). – Сов. геология, 1960, № 10.
Д у б и н с к и й А.Я. Об альб-сеноманских континентальных отложениях в коре древнего выветривания восточной части Большого Донбасса и прилегающих с юга территорий. – ДАН СССР, 1951, т.81, № 3.
Д у б и н с ь к и й А.Я. До питання про метаморфізм. – Геол.журн., 1952, т.ХП, вип.І.

Дубинский А.Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна. – Матер. по геологии Европейской территории СССР. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып.14, М., 1956.

Дубинский А.Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. – Матер. по геологии Европейской территории СССР. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып.14, М., 1956а.

Дубинский А.Я., Варданянц Л.А. Складчатый фундамент Ясенско-Ленинградской антиклинальной полосы в Северо-Западном Предкавказье. – ДАН СССР, 1961, т.136, № 2.

Дубинский А.Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. – Сов. геол., 1962, № 6.

Егоров Л.С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.

Ейнор О.Л. Про геологічне положення Донецького басейну. Тези доповідей секції геології ХШ наукової сесії КДУ. Вид-во Київськ.держ.ун-ту, 1956.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс восточного Приазовья. – Даб. геологии докембрия. М.-Л., "Наука", 1956.

Ершов В.З. Синонимика угольных пластов Донецкого бассейна (тезисы докладов). – Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса 1937 г., т.I, ГОНТИ, М., 1939.

Ершов В.З. Геологическое строение Донецкого бассейна по новым данным. – Геолого-углехимическая карта Донецкого бассейна, вып.УШ, М., Углетехиздат, 1954.

Жданов В.В. Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.

Жуков Р.А. Геотектогенез и глубинные разломы. – Там же, 1964.

Жуков Г.В. Новые данные о стратиграфии железорудной свиты западного Приазовья. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 9.

Жуков Г.В. О новом районе развития железисто-кремнистых формаций на Украине. – ДАН СССР, 1958, т.119, № 3.

Жуков Г.В. Геология железисто-кремнистых формаций западноприазовского района. – В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.

Жуков Г.В. Закономерности размещения полезных ископаемых в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях нижнепротерозойской геосинклинали Украинского кристаллического щита. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон (Докл. II Всесоюзн. объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам), часть I. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Жуков Г.В. О возрасте и структурном положении кварцитов Западного Приазовья Геол. журн., 1969, № 1.

Жуков М.М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 7.

Завистовский В.С. Глубинная геология Причерноморской впадины по данным геофизики. – Труды Конф. по проблеме Сиваша. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Закревська Г.В. До тектоніки лівобережного пониззя Дніпра. – Геол. журн., 1938, т.У, вип.1-1.

Заморій П.К. Епейрогенічні рухи північного узбережжя Чорного і Азовського морів за четвертичного періоду. – Наук.зап.Київськ.держ.ун-ту,т.У,вип.1, 1946.

Иваницкий А.Б. Геогностическое описание Мариупольского округа. – Горн. журн., 1833, № 10.

Иванова Т.Н. Роль глубинных разломов в формировании структурно-фациальных зон юга Алтае-Салнской области и распространении в их пределах магматических образований. – В кн.: Глубинные разломы, М., "Недра", 1964.

Иванушко А.С. О последовательности тектонических перемещений по линеаментам в западной части Приазовского блока. – ДАН УССР, 1967, № 6.

Казаков М.П., Васильев Ю.М., Широков В.Я. Развитие представлений о тектонике Предкавказья и южной окраины Русской платформы. – Вопросы геологии и добычи нефти. Труды Московского нефт. ин-та, вып.22, 1958.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной формации. Киев, "Наукова думка", 1965.

Карлов Н.Н. Новые данные о распространении и составе меловых отложений в пределах юго-западной окраины Донецкого бассейна. – Изв. АН СССР, серия геолог., 1937, № 5.

Карлов Н.Н. О структурном рельефе и тектонике Северного Приазовья. – ДАН СССР, 1962, т.142, № 6.

Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. "Природа". М.-Птг., 1919.

Клемм М.Ф. Отчет о геологических исследованиях на площади между Самарой, Днепром, Конкой, Кальмиусом и Торцом. – Труды О-ва испытателей природы при Харьковском ун-те, т.ХШ, 1874.

Клемм М.Ф. Геологические исследования между реками Саксаганью и Кальмиусом. Там же, т.IX, 1875.

Клемм М.Ф. Исследования над кристаллическими породами между рр.Днепром и Кальмиусом. – Там же, т.XI, 1877.

Клюшников М.М. Про вік палеогенових відкладів басейну р.Вовчої. – Геол.,журн., 1951, т.XII, вип.2.

Клюшников М.М. До питання про вік вігленосних відкладів басейну р.Молочної. – ДАН УРСР, 1952, № 4.

Ковалевский С.А. Геологические черты линеамента 38-го меридиана в районе Черного моря. – ДАН СССР, 1960, т.130, № 6.

К а з и ц ы н Ю.В. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
К о л м о г о р о в А.Н. Теория вероятностей. – В кн.: Математика, ее содержание, методы и значение, т.П, М., Изд-во АН СССР, 1956.
К о н т к е в и ч С.О. Геологические исследования в гранитной полосе Новороссии по восточную сторону Днепра. – Горн. журн., 1881, № 1,2.
К о п т е в а В.В., Ш е р б а И.Б. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
К о х а н о в с к и й П.П. О новых находках изверженных пород в юго-восточной части Большого Донбасса. – Уч. зап. Ростовск. гос. ун-та, т.XXIII, вып.6, 1955.
К о р о т к о в С.Т. Новые данные о геологическом строении Западного Предкавказья и перспективы открытия новых крупных месторождений нефти. – Геология нефти и газа, 1959, № 11.
К р а в ч е н к о Г.Л. Природа Мангушской магнитной аномалии юго-восточного Приазовья. – Геол. журн., 1961, т.XXI, вып.4.
К р а в ч е н к о Г.Л. До питання про тектоніку Північного Приазов"я. – Геол. журн., 1965, т.25, вип.3.
К р а с н ы й Л.И. Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на востоке СССР. – В кн.: Глубинные разломы, М., "Недра", 1964.
К р а с о в с к и й С.С. Применение комплексных детальных геофизических исследований при изучении Покрово-Киреевской структуры. – Некоторые вопросы геофизических исследований на Украине. Киев. Изд-во АН УССР, 1962.
К р а с о в с к и й С.С., С т а р о с т е н к о В.И. Об опыте моделирования гравитационного поля. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинами. Киев, "Наукова думка", 1971.
К р а с о в с к и й С.С., К о н ь к о в Г.Г., Б у р ь я н о в В.Б. Геологическая интерпретация геофизических материалов. Киев, "Наукова думка", 1973.
К р у т и х о в с к а я З.А., П а ш к е в и ч И.К. Карта аномального магнитного поля Украинской ССР. – ДАН УССР, № 10, 1968.
К у д е л я А.Д. Деякі нові дані про тектоніку південно-західного крила Донецького кряжу. Тези доповідей секції геології XII наукової сесії Київськ.держ.ун-ту, 1955.
К у д е л я А.Д. Основні риси тектонічної будови південної окраіни Донецького басейну. – Наук. щорічник Київськ. держ. ун-ту за 1956 р., геол. ф-т. Вид-во Київськ. ун-ту, 1957.
К у д е л я А.Д. В кн.: Научный ежегодник Киевск. гос. ун-та за 1965 г., геол. ф-т. Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1957.
К у д р я в ц е в Н.А. Современные представления о глубинных разломах, их типах и распространении. – Труды ВНИГРИ. Глубинные разломы и нефтяные месторождения вып. 215. Л., Гостоптехиздат, 1963.
К у з ь м е н к о В.І. Рідкісні землі в Петрівсько-Гнутівській флюоритокарбонатній жилі в Приазов"ї. – ДАН УРСР, 1940, № 3.
К у з ь м е н к о В.И. Петровско-Гнутовское месторождение паризита. – Сов. геол., 1946, № 2.
К у м п а н П.В., Л и с и ц ы н К.И., Р о т а й А.П. Отчет о поездке по р.Кальмиусу летом 1927 г. – Изв. Геолкома, 1929, т.XIУШ, № 1.
К у п л е т с к и й Б.М. Щелочные пегматиты Мариупольского района. – Труды Петрограф. ун-та, вып.3, М., 1933.
Л а п к и н И.Ю. и др. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. – Бюл. МОИП, Нов. сер., отд. геол., т.XXУП, вып.2, 1952.
Л а п к и н И.Ю., Т е м и н Л.С. О роли Украинского массива в формировании палеозойской структуры юга Европейской части СССР. – ДАН СССР, 1958, т.120, № 4.
Л а с к а р е в В.Д. Заметки по вопросу о тектонике южнорусской кристаллической площади. – Изв. Геолкома, 1905, т.XXIУ.
Л е б е д е в Н.И. Геологические исследования в Кальмиусском районе Донецкого каменноугольного бассейна летом 1892 г. (предварительный отчет). – Изв. Геолкома, 1893, т.XII, № 3–4.
Л е б е д е в Н.И. Геологические исследования в Кальмиусском районе Донецкого каменноугольного бассейна летом 1892 г. (предварительный отчет). – Изв. Геолкома, 1895, т.XIII.
Л е б е д е в Н.И. Геологические исследования 1894 г. в Кальмиус-Торецкой котловине Донецкого каменноугольного бассейна. – Изв. Геолкома, 1896, т.XIУ.
Л е б е д е в Н.И. Заметка по поводу геологических исследований Донецкого каменноугольного бассейна. – Изв. Екатеринославск. высш. горн. училища, т.УП, вып.1, 1911.
Л е б е д е в Н.И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна. – Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1924, т.XIУ, юбил. вып.
Л е б е д е в Н.И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна. – Наук.зап. Дніпропетровськ.наук.-досл.кафедри геології, 1926.
Л е б е д е в Н.И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна. – Наук.зап.Катеринославськ.наук.-досл.кафедри геології, 1927.
Л е б е д е в Н.И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна (разрез каменноугольных отложений Донецкого бассейна по р.Кальмиусу). – Наук.зап. Дніпропетровськ. наук.-досл. кафедри геології, 1927.
Л е б е д е в Н.И. Материалы для геологии Донецкого каменноугольного бассейна (О синонимике пластов каменного угля в Мушкетовском районе). – Там же, 1927.
Л е б е д е в Н.И. О границе между средним и верхним карбоном в Донецком бассейне. – Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1928, т.XУ.
Л е б е д е в Н.И. О железных рудах в пределах нижнего карбона Донбасса. – Там же, 1930, т.XУП.

Лебедев Т.С., Собакар Г.Т. Нові дані про блокову будову Кальміус-Міуського межиріччя. - ДАН УРСР, 1961, № 6.
Лебедев Т.С., Собакар Г.Т. Тектоніка північно-східного Приазов"я за даними геофізичних досліджень. - ДАН УРСР, 1961, № 10.
Лебедев Т.С., Собакар Г.Т. Рельєф поверхні докрейдових порід північно-східного Приазов"я. - ДАН УРСР, 1961, № 11.
Лебедев Т.С., Собакар Г.Т. Деякі нові дані про щільність осадочних порід південних окраїн Донбасу. - ДАН УРСР, 1961, № 12.
Лебедев Т.С., Собакарь Г.Т. Некоторые особенности тектоники северо-восточного Приазовья (по данным геофизических исследований). - Геофиз. сб., 1962, вып.1(3).
Лебедев Т.С. та ін. Нові дані про геологічну структуру зони зчленування Покрово-Киреївського і Тельманівського блоків (північно-східне Приазов"я). - ДАН УРСР, 1962, № 1.
Лебедев Т.С. и др. Геологическая структура зоны сочленения Покрово-Киреевского и Тельмановского блоков (северо-восточное Приазовье). - Геоф. сб., 1962, вып.1(3).
Лебедев Т.С., Собокарь Г.Т. Тектоника северо-восточного Приазовья (по данным геофизических исследований). Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Ле-Плей Ф. Исследование каменноугольного Донецкого бассейна, произведенное в 1837-1839 гг. по распоряжению А.Н.Демидова. Перевод с франц. Г.Е.Щуровского. М., 1854.
Левавин А.И., Маловицкий Я.П. Новые данные о плотностной характеристике пород фундамента Предкавказья и Донбасса. - Новости нефтяной техники. Геология, 2. М., ГОСИНТИ, 1959.
Лобанов И.П. О происхождении кос на северном побережье Азовского моря.- Природа, 1940, № 1.
Лучицкий В.И., Лебедев Н.И. Петрография Украины, Петрография СССР, сер.1. Региональная петрография, вып.3. Изд-во АН СССР, 1934.
Лучицкий В.И. Послекембрийские магматические породы Приазовья (сборник, посвященный акад. В.И.Вернадскому). Киев, Изд-во АН УССР, 1936а.
Лучицкий В.И. Ультраосновные и щелочные породы северо-восточного Приазовья. - Труды Московск. геол. развед. ин-та, т.П, 1936б.
Лучицкий В.И. Структурные особенности щелочных пород Приазовья. - Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып.13, 1938.
Любимова О.П. и др. Основные определения теплового потока из земных недр и результаты измерений. - В кн.: Геотермические исследования. М.,"Наука",1964.
Маловицкий Я.П. Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований). - Тезисы докл. сов. геологов по проблемам тектоники (1-6 февраля 1963 г.). М., Изд-во АН СССР, 1962.
Маков К.И. Про геологічну будову Причорноморської западини. - Геол.журн., 1938, т.У, № 4.
Материалы к детальной геологической карте Донецкого каменноугольного бассейна. Изд-во Геолкома на основании исследований, произведенных под руководством Л.И.Лутугина, 1926.
Масайтис В.Л. Разломы Сибирской платформы. - В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
Матцкова В.А. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе Европейской части СССР и некоторые соображения о природе этих движений. - В кн.: Современные движения земной коры. № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Международный геологический конгресс, XVII сессия, СССР, 1937. Южная экскурсия. Донецкий каменноугольный бассейн (Донбасс). Под ред. акад. П.И.Степанова, ОНТИ НКТП СССР. М.-Л., Гл. ред. геол. разв. и геодез. лит-ры, 1937.
Мефферт Б.Ф. Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе области Войска Донского. (Предварительная заметка). Изв. Геолкома, 1918, т.XXXVII, № 3-4.
Мефферт Б.Ф. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета УШ-22. Район ст.Амвросиевка Екатеринославской ж.д. Западная часть Амвросиевского купола. - Изв. Геолкома, 1923.
Мефферт Б.Ф. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX-23. Район сл.Успенской и р.Крынки. Геол. изд-во Гл. геол. разв. упр., М.-Л., 1931.
Мефферт Б.Ф. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета IX-24. Р.Миус, сл.Голодаевка. Там же, 1931.
Мефферт Б.Ф. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета УШ-23. Район селений Артемовки и Ремовки и горы Саур-Могилы. Восточная часть Амвросиевского купола. Там же, 1931.
Мефферт Б.Ф. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета УШ-24. Р.Миус и сл.Дмитровка. Там же, 1931.
Милай А.И. Докембрий западной части Приазовского кристаллического массива. - В кн.: Докембрий УССР, № 1. Киев. Изд-во АН УССР, 1937.
Мирчинк М.Ф. и др. К вопросу о составе и строении фундамента Азовского выступа. - ДАН СССР, 1962, т.146, № 1.
Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
Михайлов А.И., Найдин Д.П. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы. - Труды Московск. геол. развед. ин-та, т.XXXVI, 1954.
Морозевич И.А. О литологическом составе южнорусской кристаллической площади в пределах Мариупольского уезда. - Изв. Геолкома, 1898, т.XVII, № 3.

Морозевич И.А. Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде летом 1898 г. (предварительный отчет). – Изв. Геолкома, 1898, т.XVII,№6.
Морозевич И.А. Геологические наблюдения, произведенные в Александровском уезде в Таганрогском округе летом 1901 г. (предварительный отчет). – Изв. Геолкома, 1901, т.XX, № 10.
Морозевич И.А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. Труды Геолкома, новая серия, вып.8, 1903.
Мурчинсон Р. и др. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского (перевод Озерского). – Горн. журн., 1848, ч.I, кн.I.
Муратов М.В. Строение Причерноморской впадины. – Сов. геология, 1947, № 16.
Наливайко Д.Е. Микрофауна горішньо-крейдових покладів південної окраїни Донбасу. – Матер.по геології корисних копалин України.Київ,Вид-во АН УРСР, 1935-1936.
Неотектоника СССР. К VI Конгрессу международной Ассоциации по изучению четвертичного периода. Под редакцией Н.И.Николаева и К.Я.Спрингиса. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961.
Нечаев С.В. К вопросу о генезисе доломитов и доломитизированных известняков юго-западной окраины Донбасса. – ДАН СССР, 1959, т.129, № 3,
Нечипуренко П.К. К вопросу о структуре кристаллических пород в Донбассе. – Сб. Укр.отд. ВИМСа, Киев, 1936.
Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территорий СССР (Вопросы региональной и теоретической неотектоники). М., Госгеолтехиздат, 1962.
Новик К.О. Схема розчленування за флорою кам"яновугільних відкладів Кальміус-Торецької улоговини Донецького басейну. – Геол.журн., 1938, т.У, вип.1,2, 1938.
Новик К.О. Стратиграфія і флора намюрського і дінатського ярусів Донецького басейну. – Труди Ін-ту геол.наук АН УРСР, Київ, 1939.
Новик К.О. Стратиграфія і флора Горлівської світи Кальміус-Торецької улоговини. – Геол.журн., 1939, т.VI, вип.1,2.
Новик Е.О. Флора и стратиграфия каменноугольных отложений Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого бассейна, ч.I. Геология и стратиграфия. Ин-т геол. наук АН УССР, 1941-1942.
Новик Е.О. Стратиграфия каменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна на основании флористических материалов. Сб. геол.-исслед. работ. М., Углетехиздат, 1950.
Носов 1-й Ан.А., Носов 2-й Ал.А. Пластовая горнопромышленная карта Донецкого каменноугольного кряжа, 1864-1869.
Носовский М.Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной (приазовской) части Украинского кристаллического массива. – Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
Павленкова Н.И. Рефрагированные и краткорефрагированные волны в Днепровско-Донецкой впадине. – Геофиз. сб., 1965, вып.3(14).
Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
Пейве А.В. Главнейшие типы глубинных разломов. – Изв. АН СССР, сер.геол., 1956, № 1-2.
Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1956.
Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. – В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., 1960.
Пейве А.В. Тектоника и магматизм. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 3.
Пейве А.В. Горизонтальные движения земной коры и принципы унаследованности. Геотектоника, 1965, № 1.
Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. – Геотектоника, 1967, № 5.
Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.– Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, вып.2, 1953.
Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. – Труды ВСЕГЕИ, т.1, 1954.
Половинкина Ю.Ир. Структурное районирование Украинского кристаллического массива как основа для поисков полезных ископаемых. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Погребицкий Е.О. Геологическая история Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма его углей. – Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. 1937г. т.I, ГОНТИ, М., 1939.
Погребнов Н.И. Основные направления геологических работ на территории Нижнего Дона и Нижней Волги. – Сб. матер. по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовск. ун-та, 1959.
Погребнов Н.И. Условия формирования угленосной толщи карбона Северного Кавказа. – Геол. журн., 1959, т.XIX, вып.5.
Попов В.С. Большой Донбасс. – "Уголь Украины", № 8, 1957.
Попов В.С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. – Проблемы советской геологии, 1936, т.VI.
Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. Отв. ред. Н.Н.Николаев. М., "Наука", 1968.
Прокопченко С.Т. Новые данные об изверженных породах юго-восточной части Донбасса. – Сб. материалов по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовск. ун-та, 1959.

Преображенский В.С. Новейшие и современные тектонические движения Донецкого кряжа. – Изв. АН СССР, сер. географ., 1954, № 3.
Пущаровский Ю.М. Девонские отложения южной окраины Донецкого бассейна. – Материалы к познанию геологического строения СССР. Изд-во МОИП, новая сер., вып. 9(13), 1947.
Пущаровский Ю.М. О некоторых новых работах по геологии южной окраины Донецкого бассейна. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.
Пущаровский Ю.М. Особенности тектонического строения и развития краевых прогибов, XXI сессия МГК, докл. сов. геол., проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Пущаровский Ю.М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. – Бюл. Московск. о-ва испытателей природы, т.66, отд. геол., т.36, вып.6, 1961.
Пущаровский Ю.М. Вулканизм и тектоника (2-е Всесоюзное вулканолог. совещание, состоявшееся в г.Петропавловске-Камчатском 3-18, сентября 1964 г.). Геотектоника, 1965, № 1.
Пущаровский Ю.М. Тектонические карты. – Природа, 1968, № 10.
Пущаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. – Геотектоника, 1969, № 1.
Пустильников М.Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. – Геология нефти и газа, 1959, № 8.
Пятницкий П.П. Исследования кристаллических сланцев степной полосы юга России. – Труды О-ва испытателей природы при Харьковск. ун-те, т.XXXII, 1898.
Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. – Сов. геол., 1956, № 58.
Розентулер А.М. О закономерностях угленакопления в карбоне восточной части Донбасса. – Сб. материалов по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовск. ун-та, 1959.
Романовский Г.Я. О характере месторождений железных руд западной части Донецкого бассейна и Азовской гранито-гнейсовой полосы. – Горн. журн., № 9, 1882.
Ротай А.П. Детальная геологическая карта Донецкого бассейна. Описание планшетов: IX-18, IX-19 и X-20. Л., Изд-во Геолкома, 1930.
Ротай А.П. Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928-1929 гг. – Труды ГГРУ, 1934, вып.350.
Ротай А.П. Нижний карбон Донецкого бассейна и положение намюрского яруса в каменноугольной системе. – Труды XVII междунар. геол. конгр., т.I. М., 1937.
Ротай А.П. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. – В кн.: Большой Донбасс. М., Госгеолиздат, 1941.
Ротай А.П., Куделя А.Д. Деякі особливості тектонічної будови південної окраїни Донецького басейну. – Наук.зап. Київськ. ун-ту, т.XVI, зб.геолог. ф-ту, № 7, 1957.
Рудник В.А., Алексеев Л.М. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хребта Джагды-Тукуринга на Дальнем Востоке. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1970.
Сагайдак И.Г. Петрографический очерк Среднего Приазовья. – В кн.: Докембрий УССР, № 1. Киев, ОНТИ, 1937.
Семененко М.П. Тектоніка Українського кристалічного масиву. Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947.
Семененко Н.П. Геологическое строение Украинского кристаллического массива и история его формирования. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
Семененко Н.П. Докембрий Украинской ССР. – Труды лаб. геол. докембрия, вып.2, 1953.
Семененко Н.П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Славин В.И. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. – Матер. VI съезда КБА. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
Славин В.И. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. – Сов. геология, 1964, № 6.
Слензак О.И. О структуре Украинского докембрия. Киев, "Наукова думка", 1965.
Собакар Г.Т. Структура зони зчленування Донбасу з Приазовським масивом за даними геофізики. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958 а.
Собакарь Г.Т. Тектоника закрытой части зоны сопряжения Донбасса с Приазовским массивом по геофизическим данным. – Труды ИГН АН УССР, сер. геофиз., вып.2, 1958б.
Собакарь Г.Т. Структура зони зчленування Донбасу з Приазовським масивом за даними геофізики. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
Собакар Г.Т. Структура зони зчленування Донбасу з Приазовським масивом (за даними геофізичних досліджень). –Геол.журн., 1961, т.XXI, вип.3.
Собакарь Г.Т., Лебедев Т.С. Тектоника северо-восточного Приазовья (по данным геофизических исследований) АН УССР, К., 1962, с.84.
Собакарь Г.Т. Об одной простой зависимости между точностью съемки, густотой точек наблюдений, масштабом изображения и сечением изоаномал при гравиметрических и магнитометрических исследованиях. – В кн.: Геофизическая разведка, вып.8. М., Гостоптехиздат, 1962а.

С о б а к а р ь Г.Т. Зависимость между точностью съемки, густотой точек наблюдений, масштабом изображения и сечением изоаномал при гравиметрических и магнитометрических исследованиях. - Геофиз. сб., 1962б, вып.I(3).
С о б а к а р ь Г.Т. Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий (по данным геофизических исследований). Киев, "Наукова думка", 1964.
С о б а к а р ь Г.Т. Геологическая структура Украины и современные движения земной коры. - Геофиз. сб., 1966, № 18.
С о б а к а р ь Г.Т. Признаки разрывных нарушений в геофизических полях областей неглубокого залегания кристаллического фундамента. - Геофиз. сб., 1966, вып.16.
С о б а к а р ь Г.Т. Об идентификации геологических и геофизических признаков глубинных разломов некоторых платформенных областей. - Геофиз. сб., 1967, вып.20.
С о б а к а р ь Г.Т. Неоднородности верхней мантии Украины. - ДАН СССР, 1968, т.179, № 6.
С о б а к а р ь Г.Т. Неоднородности верхней мантии Украины. - В кн.: Вращение и приливные деформации Земли, вып.1. Киев, "Наукова думка", 1970.
С о б а к а р ь Г.Т. Индикаторы неоднородностей верхней мантии Земли. - Геотектоника, 1970, № 3.
С о б а к а р ь Г.Т. Динамика Земли и ее тектонические следствия. - Геофиз. сб., 1972, № 50.
С о б а к а р ь Г.Т. Корреляционные связи между динамическими характеристиками Земли и их роль в формировании структуры земной коры. - Геофиз. сб., 1973, № 51.
С о б а к а р ь Г.Т. Современные вертикальные движения земной коры и их количественная оценка. - Геофиз. сб., 1973, № 53.
С о б а к а р ь Г.Т., Ч е к у н о в А.В. Критерии выделения разломов по геофизическим данным. - В кн.: Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1976.
С о б о л е в Д.Н. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты. - Проблемы советской геологии, 1936, т.VI, № 9.
С о б о л е в Д.Н. Амадоцийский (Большой Донецкий) бассейн, его геологическое место и расчленение. - Труды Нефт. конф., 1938. Киев, Изд-во АН УССР, 1939.
Современные вертикальные движения земной коры. - Труды ЦНИИ геодезии, аэросъемки и картографии, вып.123. М., Геодезиздат, 1958.
С о к о л о в Н.А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в области 48-го листа, произведенных в 1895 г. - Изд. Геолкома, 1886, т.5.
С о к о л о в Н.А. Геологические исследования в южной части Екатеринославской губернии. - Изв. Геолкома, 1889, т.8.
С о к о л о в Н.А. Геологические исследования в бассейнах рек Конки, Молочной и по берегу Азовского моря. - Изв. Геолкома, 1888, т.УП.
С о к о л о в Н.А. Геологические исследования в южной части Мариупольского уезда Екатеринославской губернии. - Изв. Геолкома, 1889, т.ХУШ, № I.
С о к о л о в Н.А. Общая геологическая карта России, лист 48. Мелитополь, Бердянск, Перекоп, Бериславль. - Труды Геолкома, 1889, т.IX, № I.
С о к о л о в В.М. Изверженная порода из Азовского района Донецкого бассейна.- Вестн. Геолкома, 1925, № I.
С о к о л о в К.П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. М., Госгеолиздат, 1956.
С о к р а т о в В.Г. О скрытых разломах на примере изучения платформенного чехла Центрального Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1965, т.161, № 4.
С о л л о г у б В.Б. Строение передовых прогибов альпийской геосинклинальной зоны и краевой области Русской платформы юга Европейской части СССР (по данным геофизики). Автореф. дис. на соиск. учён. степени докт. геол.-мин. наук. Киев, 1962.
С о л л о г у б В.Б. Глубинное строение передовых прогибов альпийской геосинклинальной зоны юго-запада СССР по данным геофизических исследований. М., Госгеолтехиздат, 1960.
С о л л о г у б В.Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
С о л л о г у б В.Б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине. - В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы (верхняя мантия), № 5. М., "Наука", 1967.
С о л л о г у б В.Б. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами. - Геофиз. сб., 1970, № 38.
С о м о в В.И. Вариант карты современных вертикальных движений земной коры Советских Карпат. - Информ. бюл. (Междувед. геофиз. ком. при Президиуме АН УССР), 1967, № 11.
С п и ж а р с к и й Т.Н. О некоторых дискуссионных вопросах тектоники, возникших при составлении тектонической карты Советского Союза масштаба 1:2500000. - Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т.143, Л., 1967.
С т а р о с т е н к о В.И. Аналитическое решение прямой задачи гравиметрии для тел сложной формы в случае линейного изменения избыточной плотности с глубиной. - ДАН УССР, 1968, сер. Б, № 6.
С т е п а н о в П.И. О новой находке изверженной жильной породы в Грушевском районе Донбасса. - Вестн. Геолкома, 1925, № I.
С т е п а н о в П.И. Расширение пределов известной в настоящее время площади Донбасса и применение геофизических методов разведок для разведки угленосных бассейнов. Материалы конф. 12-29 апреля 1932 г., вып.2, М., Изд-во Госплана, 1932.
С т е п а н о в П.И. Проблема Большого Донбасса. - Труды XУП сессии Междунар. геол. конгр. 1937 г., т.I, ГОНТИ, М., 1930.
С т е п а н о в П.И. Тектоника. - Геология СССР, т.УП, Донецкий бассейн, М.-Л., Госгеолиздат, 1944.

Степанов П.И. Большой Донбасс. – Геология СССР, т.УП, Донецкий бассейн, М.-Л., Госгеолиздат, 1944.
Степанов П.И. Геологическая история развития Донбасса. – Геология СССР, т.УП, Донецкий бассейн, М.-Л., Госгеолиздат, 1944.
Субботин С.И. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР. – Труды Науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев. Изд-во АН УССР, 1949.
Субботин С.И. К вопросу о методике анализа гравитационного поля с целью геологического истолкования его аномалий. – Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, сб. нефт. ф-та, № 3, 1949.
Субботин С.И. Некоторые результаты изучения плотности пород Украинского докембрийского массива. – Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып.XУI, сер.нефт., № 4, 1949.
Субботін С.І. Гравітаційні аномалії України та їх інтерпретація. – Геол. журн., 1950, т.X, вип.3.
Субботин С.И. Некоторые результаты изучения плотности пород Украинского докембрийского массива. – Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, сб. нефт. ф-та, № I, 1951.
Субботін С.І. Про стан підкорової речовини у зонах прогинів та піднять земної кори.– Геол.журн., 1954, т.XIУ,вип.2.
Субботин С.И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов В.А. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. – Докл. АН СССР, 1963, т.153, № 2.
Субботин С.И., Наумчик Г.А., Рахимова И.М. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, "Наукова думка", 1964.
Субботин С.И. и др. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геофизики. М., "Недра", 1965.
Суворов А.И. Закономерности строения и формирование глубинных разломов. М., "Наука", 1968.
Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра", 1973.
Сырохватов А.П. Геогностические исследования гор Миусского Донецкого Начальства по рекам Нагольной и Миусу. – Горн. журн., 1828, № 5.
Тектоніка території Української та Молдавської РСР. Пояснювальна записка до тектонічної карти Української РСР і Молдавської РСР масштабу 1:750000. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
Тектонічна карта Української і Молдавської РСР, масштаб 1:750000. Під ред. В.Г.Бондарчука і М.П.Семененка. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
Тектоническая карта Приазовского кристаллического массива, масштаб 1:500000, гл. ред. А.Н.Козловская, 1966.
Тетяев М.М. К тектонике Украины. – Вестн. Укр. отд. Геолкома, вып.9, Киев, 1926.
Ткаченко В.Ф. Тектоника южного крыла Кальмиус-Торецкой котловины Донбасса. – Труды УкрНИГРИ, 1963, вып.5.
Токмачев Б.Р. К проблеме нефтегазоносности и направлению геологоразведочных работ в Ростовской области. – Сб. материалов по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд-во Ростовского ун-та, 1959.
Трипільська М.І. Геологічна будова зони зчленування Донецького кряжа з Приазовським кристалічним масивом. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
Трипольская М.И. Геологическое строение зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским кристаллическим массивом. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
Троянский В.Т. Трассирование главного северного надвига Восточного Донбасса методом преломленных волн. – Разведка и охрана недр, 1959, № 3.
Усенко И.С. К истории формирования кристаллического фундамента западного Приазовья. – ДАН СССР, 1952, т.87, № 5.
Усенко І.С., Бернадська Л.Г., Макухіна Г.О. Герцинські ефузиви південної окраїни Донбасу. – Геол.зб. № 5,Вид-во Київськ.держ.ун-ту, 1954.
Усенко І.С. Вулканізм Дніпровсько-Донецької западини і деякі міркування відносно стратиграфії кристалічного масиву. – Тези доп. секції геології XI наукової сесії Київськ. держ. ун-ту, присвяченої 300-річчю воз"єднання України з Росією, 1954.
Усенко И.С. Фундамент Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.
Усенко И.С. Эффузивы Днепровско-Донецкой впадины. Там же, 1954.
Усенко И.С., Бернадская Л.Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. – Изв. АН УССР, серия геол., 1954, № 2.
Усенко И.С., Бернадская Л.Г., Мухина Г.Л. Герцинские эффузивы южной окраины Донбасса. – Науч. зап. Киевского гос. ун-та, геолог. сб.,1954, т.3, вып.4, № 5.
Усенко І.С. Про тектоніку Українського кристалічного щита. – Наук. щорічник за 1956 р. Вид-во Київськ. держ. ун-ту, 1957.
Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Устиновський Ю.Б., Макухіна Г.О. До питання про вік рожевих та м"ясочервоних порфіровидних гранітів басейну р.Мокрої Волновахи. – Геол. журн., 1952, т.ХП, вип.1.
Устиновський Ю.Б. До питання про межу між девоном та карбоном на південних окраїнах Донецького басейну. – Геол.журн., 1954, т.ХІУ, вип.3.
Устиновський Ю.Б. Умови осадкоутворення девонських відкладів на південних окраїнах Донецького басейну. – Геол.журн., 1955, т.ХУ, вип.3.
Фадеев В.А. Щелочные и субщелочные базальты и связь с Горбиачинским глубинным разломом. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
Федынский В.В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. – Изв. АзОНТИ, 1937.
Федынский В.В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. – В кн.: Памяти акад. А.Д.Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
Федынский В.В. Основные задачи и перспективы развития геофизических работ по поискам и разведке полезных ископаемых на 1959–1965 гг. – Тезисы докл. науч. геофиз. конф., октябрь. М., 1959.
Федынский В.В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры, XXI сессия МГК, докл. сов. геол., проблема 2, раздел II. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Федынский В.В. "Космические" скважины (К проблеме сверхглубокого бурения земной коры). – Огонек, 1961, № 52.
Федынский В.В., Ризниченко Ю.В. Изучение земной коры (К методам совещания рабочей группы междунар. союза геодезии и геофизики, Париж, март, 1963). – Вестн. АН СССР, 1962, № 6.
Федынский В.В. К вопросу о классификации гравиметрических работ и новая техническая инструкция по гравиметрической разведке. – Геофиз. разведка, вып.8. М., Гостоптехиздат, 1962.
Федынский В.В. Глубинное сейсмическое зондирование в комплексе региональных геофизических исследований. – Глубинное сейсм. зондир. земной коры в СССР (сб. статей). Л., Гостоптехиздат, 1962.
Федынский В.В. Разведочная геофизика. – Геофизические методы исследования земной коры, поисков и разведки полезных ископаемых. М., "Недра", 1964.
Федынский В.В. Разведочная геофизика в СССР за годы Советской власти (1917–1967). – Изв. АН СССР, физика Земли, 1967, № 11.
Федынский В.В. Разведочная геофизика – Геофизические методы исследования земной коры поисков и разведки полезных ископаемых. М., "Недра", 1967.
Фотиади Э.Э. К вопросу строения докембрийского складчатого основания Русской платформы. – ДАН СССР, 1947, т.УП, № 8.
Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
Хаин В.Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1958, т.33 (4).
Хаин В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, т.34, № 2.
Хаин В.Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). – Бюл. МОИП, т.67, отд. геол., 1962, т.37, вып.1.
Хаин В.Е. Глубинные разломы. Основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). – Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 3.
Хаин В.Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 2.
Хаин В.Е. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. МГК, ХХП сессия, докл. сов. геологов. Проблема 4, 1964.
Хаин В.Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. – Сов. геология, 1964, № 6.
Хаин В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. – Сов. геология, 1965, № 7.
Хаин В.Е. О некоторых спорных типах основных структурных элементов земной коры. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1967, т.42, № 6.
Ханин А.А. Стратиграфия и тектоника Западного Приазовья. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1949, № 1.
Харечко Г.Е. До питання про тектоніку Руської платформи в районі міст Бердянськ-Ногайськ (за даними геофізичних досліджень). – Геол. журн., 1960, т.ХХ, вип.1.
Харечко Г.Е. О плотности горных пород некоторых районов Присивашья. Некоторые вопросы геофизических исследований на Украине. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Хмарук Т.Г., Щербаков И.Б. Чарнокиты Западного Приазовья. – Геол. журн., 1965, т.ХХУ, в.5.
Царовский И.Д. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Восточного Приазовья. – ДАН СССР, 1948, т.62, № 3.
Царовский И.Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
Царовский И.Д. Структурные критерии поисков скрытых массивов щелочных пород – потенциальных месторождений полезных ископаемых. – В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Царовский И.Д., Тимошенко О.Д. Новый Мало-Терсянский сиенито-фойянитовый массив (Среднее Приднепровье). – Геол. журн., 1962, т.ХХП, вып.6.
Чебаненко И.И. О планетарных разломах (линеаментах) литосферы. – ДАН УССР, 1962, № 9.

Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
Чебаненко И.И. Проблемы складчатых поясов земной коры. Киев, "Наукова думка", 1964.
Чебаненко И.И. Разломная тектоника Украины. Киев, "Наукова думка", 1966.
Чекунов А.В. Основні риси тектонічної будови Азово-Кубанської западини.- Наук.зап. Київськ. держ. ун-ту, т.XУI, геол., зб. вип.XIУ, № 7, 1957.
Чекунов А.В. О некоторых закономерностях развития Крымско-Кавказского передового прогиба. - ДАН СССР, 1959, т.126, № 2.
Чекунов А.В. До тектоніки Азово-Кубанської западини.- ДАН УРСР, №8, 1960.
Чекунов А.В. Некоторые замечания к тектонике и истории развития Крымско-Кавказского (Индоло-Кубанского) передового прогиба. - Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1961, № 10.
Чекунов А.В. - Геол. журн., 1965, т.25, № 4.
Чекунов А.В. и др. - В кн.: Строение нефтегазоносных провинций по геофизическим данным. - Геофиз. сб., 1965, № 3 (14).
Чернышев Ф.Н. Указание на присутствие девона в Донецком бассейне. - Горн. журн., 1886, № 2.
Чернышев Ф.Н. Геологические работы, произведенные в Донецком бассейне в 1892 г. (предварительный отчет). - Изв. Геолкома, 1893, т.12.
Шатский Н.С. О тектонике северной части Донецкого бассейна. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1924, т.П, № 3.
Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1937, т.15, вып.1.
Шатский Н.С. Происхождение Донецкого бассейна. - Бюл. МОИП, 1938, т.ХУ.
Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ (ст.2).-Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ (ст.5). - Бюл. МОИП, отд. геол., 1955, № 5.
Швембергер Н.А. Тектоника и основные этапы развития Азово-Кубанской впадины. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1962, т.XXXУП, вып.2.
Широков А.З. О закономерности в распределении угольной фации среди отложений Донецкой геосинклинали. - Сов. геология, 1938а, № 6.
Широков А.З. О мощности отложений донецкого карбона. - Сов. геология, 1938б, № 12.
Широков А.З. О закономерности распределения осадков в Донецкой геосинклинали. - Сов. геология, 1940, № 7.
Широков А.З. Причины метаморфизма углей Донбасса. - Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, т.Ш. М., Углетехиздат, 1948.
Широков А.З. О метаморфизме углей Донбасса. - Труды Главуглеразведки, № 3, М., 1948.
Широков А.З. Происхождение Донбасса. - Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, т.XIУ. Киев. Гостехиздат УССР, 1954.
Широков А.З. О происхождении Донбасса. - Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, т.XXШ. Киев, Гостехиздат УССР, 1955.
Широков А.З. Большой Донбасс, М., Углетехиздат, 1957.
Широков А.З., Нестеренко П.Г. О взаимоотношениях Украинского кристаллического массива с палеозоем Донбасса. - Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, т.XXI. Гостехиздат УССР, 1952.
Шерик Е.А. Тектоническое строение северо-западного Предкавказья и Прикубанской низменности в свете новых данных. - Труды ВНИГРИ, вып.IУ. М., Гостехиздат, 1954.
Шерик Е.А. Тектоническое строение Прикубанской низменности и история ее формирования. - ДАН СССР, 1954, т.94, № 4.
Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т.70, вып.5.
Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. - Геотектоника, 1965, № 5.
Яншин А.Л. (главный редактор). Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, масштаб 1:5 000 000). М., "Наука", 1966.
Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Журавлев В.С. Обсуждение вопросов тектоники Средней Европы. - Вестн. АН СССР, 1966, № 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Глава I. ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ 5
Глава II. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 17
Геологическая характеристика и плотность горных пород 17
Магнитные свойства горных пород 47
Электрические свойства горных пород 52
Упругие свойства горных пород 56
Глава III. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ 60
Краткие сведения из истории и методики исследования геофизических полей Северного Приазовья. 60
Анализ геофизических полей 62
Гравитационное поле 62
Магнитное поле 70
Геоэлектрическое поле. 74
Сопоставление геофизических полей 76
Глава IУ. ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ . . 84
Признаки разрывных нарушений в геофизических полях. 84
Определение параметров и глубины залегания искомых объектов . . 88
Идентификация геологических и геофизических признаков глубинных разломов 95
Глава У. ТЕКТОНИКА ПРИАЗОВСКОГО МАССИВА И НЕКОТОРЫХ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ 105
Глубинные разломы 105
Общие черты структуры Северного Приазовья 123
Тектоника зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом . . . 130
Тектоника северо-восточной части Приазовья. 136
Тектоника южного обрамления Приазовского массива. 144
Внутренняя структура Приазовского массива и связь ее с приповерхностной частью земной коры 147
Глава УI. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ 152
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 162
ЛИТЕРАТУРА 166

Собакарь Григорий Тимофеевич

РОЛЬ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геофизики АН УССР

Редактор О.И.Калашникова
Художественный редактор И.П.Савицкая
Оформление художника В.Ф.Морозова
Технический редактор Т.М.Зубрицкая
Корректор Л.С.Опенько

БФ 16469. Подписано в печать 7.IX 1976 г. Формат 70x108 1/16. Бумага офс. № 2.
Усл. печ. л. 16,1. Учетно-изд. л. 19,25. Тираж 650 экз. Изд. № 99. Зак. № 6-295
Цена 1 руб. 93 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев-4, ГСП, ул. Репина, 3.
Киевская типография научной книги Республиканского производственного объединения
"Полиграфкнига" Госкомиздата УССР. 252004, Киев-4, ул. Репина, 4.

2393

1 руб. 93 коп.

«НАУКОВА ДУМКА»