**Доклад**

**Западно-Европейская и Скифская платформы**

Линеамент Тейсейра-Торнквиста делит Европу на две части, резко отличающиеся по мощности коры и литосферы, по тепловому потоку, что отражает кардинальные отличия в истории формирования их современной континентальной коры. За исключением фрагментов раннедокембрийской коры, в составе Гебридского, Северо-Армориканского и погребенного Кантабрийско-Аквитанского массивов, кора Западно-Европейской платформы имеет в основном неопроте-розойско-палеозойский возраст и сформирована в процессе кадомского, каледонского и герцинского текто-генеза. Соответственно наиболее раннее образование чехла, с начала палеозоя имело место в пределах английского Мидленда и севера Армориканского массива, Верхнесилезского, Малопольского массивов и Мёзийской плиты. Мощность кембрия и силура Мидленда (ордовик развит лишь на периферии) достигает 2 км; выше залегает девонский Олд Ред и остальной разрез чехла является уже общим с эпикаледонской платформой.

Эпикаледонский чехол распространен на Британских о-вах к северу от герцинского фронта и на Шпицбергене. В его основании залегает «верхний Олд Ред» позднедевонекого возраста и континентального, озер-но-речного происхождения. Морские отложения тур-нейского яруса развиты неповсеместно, зато визейские наиболее широко и представлены так называемым каменноугольным известняком. Его перекрывает «жерновой песчаник» намюра, а выше следует лимническая угленосная формация вестфала. Средне-позднепалео-зойский чехол выполняет грабен Срединной долины Шотландии, Нортумберлендский прогиб на месте су-туры Япетуса, широко развит в Северной Англии и в Ирландии. Деформирован этот чехол весьма неравномерно, причем интенсивность деформаций возрастает, естественно, к герцинскому фронту на юге. Дислокации чехла то наследуют каледонские структуры фундамента, то существенно отклоняются от их простирания. При этом фундамент оказывается местами разбитым на блоки, поднятые или опущенные; на первых разрез чехла резко сокращается за счет выпадения его низов. Угленосный средний карбон выполняет впадины - каменноугольные бассейны. Весьма примечательной структурой являются «Малвернская ось» - меридиональный разлом, пересекающий посредине массив Мидленда и продолжающая его к северу Пеннинская гряда.

Пермо-мезозойский и кайнозойский чехол является общим для всей внеальпийской Европы. Его образование в пределах герцинид началось в середине ранней перми, после заключительной для герцинского орогенеза заальской фазы складчатости. Наиболее крупной структурой этого молодого чехольного комплекса является Североморско-Среднеевропейская мега-синеклиза. Ее формирование началось в ранней перми с образования двух самостоятельных впадин субширотного простирания-Польско-Северогерманской на юге и Северо-Североморской на севере, разделенных Центральным Североморским поднятием, продолжавшимся поднятием Рингкёбинг-Фюн на востоке. Погружение Польско-Северогерманской впадины сопровождалось обильным бимодальным вулканизмом.

В поздней перми уже вся Североморская область и Польско-Германская низменность были затоплены морем и превратились в огромный Цехштейновый бассейн, в Польше, Литве и Латвии распространившийся и на окраину Восточно-Европейской платформы. Однако широтное поднятие, пересекавшее в ранней Перми Северное море, сохранило роль подводного раздела между двумя солеродными впадинами; на нем осаждались лишь карбонаты и сульфаты. Цехштейно-вая соленосная толща вместе с солями верхов нижней перми в дальнейшем послужила источником формирования многочисленных соляных структур Северомор-ско-Среднеевропейской мегасинеклизы.

Уже в ранней перми на северо-восточной периферии будущей мегасинеклизы возник высокомагматич-ный рифт грабена Осло с продолжением на юг через Скаггерак вплоть до поднятия Рингкёбинг-Фюн. А на рубеже перми и триаса началось формирование осевой рифтовой системы Североморского бассейна- меридиональных грабенов Викинг и Центрального, которые развивались затем до раннего мела включительно, накопив толщу осадков значительной мощности. После чередования в триасе и начале лейаса континентальных и лагунных условий, к середине ранней юры морской режим распространился на весь мегабассейн, с установлением его связи с арктическими морями на севере и Тетисом на юге. В байосе в центре Северного моря на фоне образования крупного куполовидного поднятия на тройном рифтовом сочленении (с рифтами Викинг и Центральный здесь сочленяется широтный рифт Морей-Ферт, зарождающийся у побережья Шотландии) произошла мощная вспышка щелочно-базальтового вулканизма. В поздней юре возобновилось общее погружение Североморского бассейна, арифтииг достиг своей кульминации в конце этой эпохи и к середине мела практически закончился, сменившись общим опусканием бассейна с накоплением до 3,5 км обломочных осадков кайнозоя, подстилаемых карбонатным верхним мелом. (До этого в мезозое преобладала глинистая седиментация на севере, карбонатная на юге.)

Мощность земной коры уменьшена в осевой части Североморской впадины до 20-25 км против 30-35 км под Британией и Скандинавией. Предполагается, что утонение произошло в основном за счет нижней коры при внедрении в нее продуктов основного мантийного магматизма (П.Циглер).

Южным и юго-восточным продолжением Североморского бассейна является Польско-Северогерманская впадина, заложенная еще в ранней перми, развивавшаяся практически в течение всего мезозоя. На востоке она достигает линии Тейсейра-Торнквиста, вдоль которой также еще в перми возник рифтогенный прогиб, продолжающийся к северо-западу в Данию и поэтому именуемый Датско-Польским. Его северная часть отделяется от Северогерманской впадины поднятием Рингкёбинг-Фюн. Польская часть этого прогиба на рубеже мела и палеогена испытала инверсию с образованием Куяво-Поморской зоны дислокаций («плакантиклинорий» по Е.Зноско). Западнее, уже в Германии, сходное простирание имеет так называемый блок Помпецкого, за которым расположена наиболее глубокая Нижне-Саксонская впадина, подобно Датско-Польской испытавшая инверсию в сеноне. В западной части Польско-Северогерманского бассейна господствующее значение имеют структуры северо-севе-ро-восточного направления, лежащие на продолжении рифтовой зоны грабен Осло-грабен Бамбле (в проливе Скаггерак)-грабен Хорн (в Северном море) или ей параллельные. К числу таких структур относятся глубокий юрский грабен Гифхорн и соляные валы Нижней Саксонии и Шлезвиг-Гольштейна. Кроме того, вдоль юго-западного края Северогерманской впадины располагаются прогибы, подобно Датско-Польскому и Нижнесаксонскому испытавшие инверсию в конце мела.

В течение кайнозоя, особенно с конца эоцена, происходило постепенное обмеление и осушение Польско-Северогерманской синеклизы. Но одновременно началось развитие Западноевропейской рифтовой системы, которая как бы нарастила к югу Североморскую и Норвежско-Датскую (Осло-Хорн), протянувшись от южного побережья Северного моря к Средиземному морю. Система эта включает Нижнерейнский и Гессенский грабены, образующие тройное сочленение на юге с Верхнерейнским грабеном (рис.4-24); последний со смещением к западу вдоль трансформного разлома продолжается грабеном Бресс и далее Ронс-ким, выходящим к Средиземному морю и открывающимся в его Алжиро-Прованскую впадину. Рифтинг сопровождался вспышкой щелочно-базальтового вулканизма, наиболее мощно проявленного в Верхнерейнском грабене (вулкан Кайзерштуль и др.). Одновременно с погружением дна Верхнерейнского грабена, достигшим 3,5 км, происходил подъем ограничивающих его горных сооружений Вогез и Шварцвальда (до 1,5 км). Мощность коры уменьшена под этим грабеном до 24 км против 30 км в его плечах. Вся Западно-Европейская рифтовая система характеризуется повышенным тепловым потоком и сейсмичностью; недавно в Нидерландах, близ Маастрихта, произошло крупное землетрясение.

В западном крыле Ронского грабена находится поднятие Центрального Французского массива, увенчанного молодой вулканической областью Овер-ни и осложненное рифтом Лимани, параллельным Ронскому.

Грабены Западно-Европейской системы заполнены морскими и лагунными отложениями олигоцен-миоце-на и континентальными плиоцен-плейстоцена. Они содержат месторождения каменной и калийных солей (на юге), бурого угля (на севере), нефти и газа.

В западной части Западно-Европейской молодой платформы расположено еще несколько впадин, в том числе Парижский и Аквитанский бассейны. Парижский (Англо-Парижский) бассейн имеет овально-округлую форму и представляет довольно плоскую впадину, глубиной немного более 3 км. Он расположен между Армориканским массивом на западе, Центральным на юге, Вогезами и Арденнами на востоке. Заложение бассейна относится к раннему триасу, но в его основании обнаруживаются два грабена-рифта, выполненных пермской континентальной молассой, один юго-западного, другой северо-западного простирания. Над их сочленением и возник, очевидно, этот бассейн; кроме того, в его герцинском фундаменте проходят две крупных зоны разлома - более западная меридиональная, идущая из Центрального массива, и более восточная, северо-западного простирания.

Выполнен Англо-Парижский бассейн полной серией мезозойских и палеогеновых отложений; его разрезы нижней юры, верхнего мела и палеогена стали классическими. В своем палеогеографическом развитии бассейн испытал попеременное влияние арктических, атлантических и тетических морей, с которыми был связан проливами.

Осадочное выполнение бассейна в общем деформировано слабо. Исключение составляет его северовосточное крыло, осложненное инверсионным складчатым поднятием - сложный вал Уилд-Пэи-де-Брей. Кроме того, в чехле бассейна частично продолжаются разрывы, осложняющие его фундамент.

Парижский бассейн через порог Пуату между Армориканским и Центральным массивами связан с Аквитанским бассейном юго-западной Франции. Бассейн этот ограничен на севере Армориканским, на востоке Центральным массивами, на юге на него наложен Предпиренейский прогиб, а на западе он открывается в Бискайский залив, представляющий его океанское продолжение. Подобно Парижскому, Аквитанский бассейн был заложен в триасе и, опять же, как и первый, вероятно, на основе расположенного на юге, перед Пиренеями, погребенного стефано-пермского молассового прогиба. В триасе погружение испытала южная часть бассейна, причем в верхах триаса получили развитие эвапориты, с которыми в дальнейшем были связаны проявления диапиризма. В юре трансгрессия распространилась на север, «перешагнув» через флексуру западо-северо-западного простирания, проходящую через Тулузу, и достигла «пролива» Пуату с установлением связи с Парижским бассейном. Се-веро-Аквитанская флексура продолжается на запад вдоль северо-восточного континентального склона Бискайского залива.

Юрская морская карбонатная формация переходит к востоку в лагунную, с участием эвапоритов. В конце юры бассейн распался на два широтных прогиба, разделенных поднятием. Более глубокий южный прогиб в раннем мелу опоясывается барьерным рифом. В эту же эпоху начинает проявляться галокинез. В позднем мелу южный прогиб углубляется и отчетливо продолжается в раскрывшийся к тому времени Бискайский залив. Бассейн постепенно заполняется осадками, в основном карбонатными, по периферии обломочными. Появляются олистостромы, а в позднем эоцене южный прогиб в связи с орогенезом Пиренеев превращается в их передовой молассовый прогиб, а северная часть бассейна испытывает осушение. Суммарное погружение фундамента достигает на юге 10, на севере 7 км. Южным ограничением бассейна становится Северо-Пиренейский фронтальный шарь-яж, продолжающийся вдоль южного континентального склона Бискайского залива. Внутренняя структура бассейна характеризуется развитием нескольких рядов брахиантиклиналей с диапировьши ядрами.

Помимо трех кратко описанных выше основных впадин - бассейнов Западно-Европейской платформы, в ее пределах существует еще две значительно менее глубокие и плоские впадины - Южногерманская между Шварцвальдом и Богемским массивом и Иберийская в центральной части полуострова, к югу от Пиренеев. Первая из этих впадин на юге переходит в Пре-дальпийский молассовый прогиб, вторая - на севере -вЮжно-Предпиренейский прогиб. Строение Иберийской впадины осложнено в средней части инверсионным складчатым поднятием Кельтиберийских гор, возникшим на месте рифтогенного прогиба, испытавшего в мезозое погружение на 3,5 км.

Еще одной структурой Западно-Европейской платформы, заслуживающей упоминания, является Лузи-танский периокеанский прогиб, протягивающийся вдоль атлантического побережья Португалии и заполненный юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 4,5 км. Он включает и прилегающую полосу шельфа и континентального склона и обязан своим происхождением раскрытию соответствующего сегмента Атлантики. Прогиб отделен разломом от Иберийской Месеты и пересечен поперечными разломами, связанными с трансформными разломами океана и сдвигами Месеты. В нем известны проявления соляной тектоники (соль раннеюрского возраста) и щелочного магматизма

Фундамент Скифской платформы почти полностью скрыт под покровом мезозойско-кайнозойского осадочного чехла и изучен лишь по данным бурения и геофизики. Главную роль в его сложении играет верхнедевонско-нижнекарбоновый темнослан-цевый комплекс, испытавший начальный метаморфизм, интенсивные деформации и прорванный интрузиями позднепалеозойских, в основном верхнепермских гранитоидов. Подчиненное участие в его сложении принимают песчаники и вулканиты спилито-ке-ратофирового типа. На севере, по данным сейсмики, под этот комплекс погружается раннедокембрийский фундамент, лежащий на продолжении Ростовского выступа Украинского щита. А на юге, к югу от Кисловодска в Предкавказье и на небольшой глубине в районе Симферополя в Крыму из под него выступает зеле-носланцевый комплекс позднерифейского возраста. Под Кисловодском он несогласно перекрывается шель-фовым вендом-силуром и на нем аллохтон но залегают офиолиты, очевидно надвинутые со стороны Передового хребта Большого Кавказа (см. раздел 11.2). Следы офиолитов обнаружены и в районе Симферополя в Крыму. Деформации, создавшие складчатую структуру и приведшие к метаморфизму среднепалеозойского комплекса, начались в середине визейского века раннего карбона. Они превратили будущую Скифскую платформу в ороген. В перми он начал испытывать коллапс и в его пределах местами, особенно в северной полосе, пограничной с Восточно-Европейской платформой, возникли грабен-прогибы, заполнявшиеся красноцвет-ной грубой континентальной молассой. В северо-восточной части

Скифской платформы, пограничной с Прикаспийской синеклизой древней платформы, выделяется обособленная погребенная складчатая зона, известная под названием Кряжа Карпинского, или Донецко-Каспийской. Эта зона лежит на непосредственном восточно-юго-восточном продолжении Донбасса и генетически с ним связана, представляя более восточное звено той же крупной рифтовой системы, заложенной в начале позднего девона. Дальнейшая история Кряжа Карпинского отличается как от истории Донбасса, так и от истории основной части Скифской платформы. После франского этапа начального рифтинга, эта зона в фаменско-турнейское время испытала спокойное погружение, недокомпенсирован-ное накоплением относительно глубоководных глинистых осадков, а затем, в визейско-ассельское время, -более ускоренное, с заполнением прогиба более гру-бокластическими, в верхах флишоидными осадками. В ранней перми, после сакмарского, но до кунгурско-го века проявилась первая фаза деформаций, за которой последовала инверсия прогиба и надвигание его выполнения на край Прикаспийской синеклизы. В триасе Донецко-Каспийская зона вновь испытывает слабое погружение, а на границе с юрой - раннекимме-рийскую фазу деформаций, завершившую создание се-веро-вергентной складчато-надвиговой структуры этой зоны.

Амплитуда ее надвигания на Прикаспийскую синеклизу достигла нескольких дестков километров. После некоторой эрозии Кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим с чехлом смежных древней и молодой платформ. В триасе на площади Скифской платформы проявилась трансгрессия с накоплением комплекса мелководно-морских и лагунных карбонатно-терригенных осадков, сходных с западноевропейским трехчленным комплексом. Одновременно наряде участков она подверглась рифтингу с заложением параллельных субширотных грабен-прогибов, отложения которых являются более глубоководными, глинистыми и содержат пачки бимодальных вулканитов. Завершилось это развитие в конце триаса - начале юры эпохой деформаций, проявившейся в две фазы и сопровождавшейся инверсией рифтовых прогибов с образованием над ними в более молодом чехле линейных поднятий-валов (Каркинитский в Крыму, Центрально-Азовский, Ейско-Березанский в Предкавказье). В самом конце триаса в пределах Скифской платформы возник вулканический пояс андского типа, связанный с субдукцией коры Неотетиса. С юры на Скифской платформе началось накопление собственно плитного чехла. В его основании залегает паралическая, а выше мелководно-морская террп-генная формация нижней-средней юры, имеющая неповсеместное распространение. Наибольшей мощности она достигает в Преддобруджинском и Предгорнок-рымском прогибах, где приобретает характер молас-сы. В поздней юре северная часть платформы испытала осушение, а на юге в Предкавказье во второй половине мальма возникло два солеродных бассейна -Кубанский и Терский, расположенные в тылу барьерного рифа, ограничивавшего с севера глубоководный бассейн Большого Кавказа. На рубеже юры и мела проявилась регрессия, вскоре сменившаяся нарастающей трансгрессией. Отложения нижнего мела в низах карбонатные, в остальной части терригенные, песчано-глинистые, включая сеноман. В позднем мелу транг-рессия достигает максимума; карбонатные отложения верхнего мела - нижнего палеогена, по существу, образуют покров, общий с Русской плитой. В олигоцене на юге платформы началось формирование передовых прогибов - Индоло-Кубанского, Восточно-Кубанского, Терско-Каспийского, в дальнейшем заполнявшихся мощными молассами. Олигоцен-неогеновые отложения меньшей мощности и более мелководные и прибрежные распространены и в пределах остальной, более северной части платформы