

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт наук о Земле  
ООП «Нефтегазовое дело»

**Матеро Андрей Андреевич**  
Выпускная квалификационная работа

По направлению 21.03.01 «Нефтегазовое дело»

Строение и условия формирования верхнеюрских отложений Крыма и  
перспективы их нефтегазоносности на шельфе Черного моря

Научный руководитель:  
Профессор кафедры осадочной геологии С.Б. Шишлов

\_\_\_\_\_.  
(подпись руководителя)

«    » \_\_\_\_\_ 2021

Санкт-Петербург

2021

## Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ГОРНОГО КРЫМА	4
1.1 Стратиграфия.....	4
1.2 Тектоника.....	9
1.3 Перспективы нефтегазоносности.....	14
1.4 История геологического развития.....	17
2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	19
3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	22
3.1 Литологические типы слоев и их генетическая интерпретация.....	22
3.2 Особенности строения разрезов и цикличность седиментации.....	30
3.3 Обстановки осадконакопления и эволюция палеогеографической обстановки.....	34
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	39
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	41

## ВВЕДЕНИЕ

При работах на закрытых площадях, шельфах изучение нефтегазоносности уместно начинать с исследования предполагаемых разновозрастных и фациальных аналогов пород на доступных разрезах.

Известно несколько основных стратиграфических уровней, к которым приурочены резервуары нефти и газа на шельфе Черного моря (в пределах вала Шатского). Одним из таких уровней является верхнеюрский, который недостаточно изучен бурением. Резервуары углеводородов в породах этого возраста ожидаются в рифогенных породах (Глумов и др., 2014; Лукин, 2007).

В данной работе рассмотрены особенности строения верхнеюрских пород Крыма и представлена реконструкция условий их формирования. Материалом для исследования послужили результаты изучения разрезов судакской свиты на отрогах г. Перчем, г. Сокол, южного побережья Судакской бухты в районе Генуэзской крепости, юго-западного побережья мыса Алчак, в окрестностях города Судак.

Актуальность выполненного исследования заключается в потенциальной возможности уточнить палеогеографическую модель изучаемой территории. Это позволит дать прогноз строения разреза верхней юры на шельфе Черного моря (в пределах вала Шатского).

Цель работы: уточнить особенности строения и реконструировать условия формирования верхнеюрских отложений района г. Судак и дать прогноз наличия рифогенных коллекторов этого возраста на шельфе Черного моря (в пределах северо-западной части вала Шатского).

Задачи:

- 1) обобщить результаты предшествующих исследований;
- 2) выполнить литолого-генетический анализ результатов исследований, включающий построение литологических колонок, литологическую типизацию слоев и реконструкцию обстановок их накопления, корреляцию разрезов;
- 3) обосновать седиментологическую модель формирования разрезов судакской свиты, построить палеогеографические схемы, отражающие эволюцию палеогеографической ситуации в позднеюрском бассейне осадконакопления;
- 4) оценить перспективы обнаружения позднеюрских коллекторов углеводородов на шельфе Черного моря (в пределах вала Шатского).

# 1. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ГОРНОГО КРЫМА

## 1.1 Стратиграфия

Верхняя юра Крыма представлена породами всех ярусов от оксфордского до титонского, представляет собой терригенно-карбонатный комплекс морского происхождения (Успенская, 1967).

Трансгрессивный характер залегания верхнеюрского комплекса и наличие внутренних перерывов в осадконакоплении обуславливают сильные различия разрезов позднеюрского возраста даже на территории Крыма: мощности варьируют от десятков до 3000 – 4500 м, различия полнота разреза (могут быть представлены образованиями одного, двух или всех трех ярусов сразу) (Успенская, 1967).

Разрез неравномерно охарактеризован палеонтологическими находками, так как верхнеюрский комплекс пород сложен обедненными остатками ископаемых организмов терригенными породами (глины, песчаники, конгломераты) и биогермными известняками и детритовым известняками богатыми палеофауной (Успенская, 1967).

Верхнеюрские породы несогласно подстилаются более ранними образованиями, относящимися к копсельскому горизонту ( $J_2bt_2-k_2$ ), включающему в себя ай-васильскую, ставлухарскую, ай-фокинскую, копсельскую свиты (кроме ай-фокинской – она согласно перерыва баш-пармахской свиты), сложенные ритмичными переслаиваниями песчаников и алевролитов, песчаников с линзами гравелитов, глинами с известковыми конкрециями. (Анфимова, 2016; Габдуллин и др., 2017).

Выше по разрезу залегают породы судакского горизонта ( $J_2k_3 - J_3o_1$ ), в составе которого установлены гурзуфская, тапшанская, баш-пармахская и судакская свиты (Габдуллин и др., 2017).

Гурзуфская свита полностью состоит из известняков серых массивных и массивнослоистых с песчаниками и алевролитами. Известняки с несогласием залегают на породах ай-васильской свиты; перекрываются яйлинской свитой согласно. Мощность 1050 м (Анфимова, 2016).

Тапшанская свита в нижней части разреза представлена переслаиванием терригенных пород разной крупности с линзами глин и детритовых известняков, выше в аналогичных переслаиваниях терригенных разностей линзуются тела пеллециподовых известняков. Породы несогласно залегают на отложениях ставлухарской свиты; перекрываются согласно демерджийской свиты. Имеют мощность 975 м (Анфимова, 2016).

Баш-пармахская свита разделена на две подсвиты. Нижняя – конгломераты с прослоями песчаников и обломочных известняков, верхняя – известняки с прослоями песчаников и глин. Отложения свиты залегают согласно на породах ай-фокинской свиты и согласно подстилают демерджийскую и манджильскую свиты. Имеют мощность в 865 м (Анфимова, 2016).

Изученные в рамках данного исследования породы относятся к судакской свите (J<sub>2-3sd</sub>) среднего келловея – нижнего оксфорда. судакская свита представлена комплексом терригенных и карбонатных пород: глинами с прослоями песчаников, глинами с прослоями известняков и линзами конгломератов, которые слагают нижнесудакскую подсвиту (J<sub>2-3sd1</sub>); глинами с конкрециями сидеритов и биогермами известняков, слагающими верхнесудакскую подсвиту (J<sub>2-3sd2</sub>). Судакская свита залегает с размывом на породах нижележащей копсельской свиты и согласно перекрывается вышележащей манджильской свитой. Общая мощность свиты составляет 620–980 метров: мощность нижнесудакской подсвиты – 20–180 м, мощность верхнесудакской – 600–800 м (Габдуллин и др., 2018).

Стратотипом является разрез, прослеживаемый в обнажениях горы Караул-Оба, на ее северо-восточном склоне породы нижней части разреза представлены песчаниками тонкослоистыми с сидеритовыми конкрециями, далее вверх по разрезу перекрытые известняками песчанистыми; в юго-западном направлении выше по разрезу песчаники замещаются известняками рифовыми массивными, мощность которых изменяется от 215 м на северо-западных склонах г. Караул-Оба до 400 м при движении в юго-восточном направлении. Более подробно изучено строение биогермного массива, нижняя часть которого на северном склоне г. Караул-Оба сложена известняком кораллово-водорослевым перекристаллизованным, неяснослоистым, а верхняя часть массива (вблизи вершины горы) представлена известняками органогенно-детритовыми слоистыми.

В судакской свите выделяют три основных литолого-петрографических типа пород, которые представлены глинами, песчаниками и известняками. Глины темно-серые, с алевропелитовой структурой; в них глинистая фракция представлена гидрослюдами, около 60%, и хлоритом, составляющим 35%; алевролитовая фракция представлена кварцем, полевым шпатом, кальцитом и слюдой. Песчаники темно-серые, с псаммитовой структурой, сложены обломками кварца, полевого шпата, пироксенов; цемент, занимающий до 20% породы, является глинисто-карбонатным. Известняки серые, органогенно-обломочные, перекристаллизованные, фауна в них – основной компонент, которым сложено 70% породы, известняки сцементированы кальцитом (Рогов, 2004).

Судакская свита охарактеризована находками фауны. Большинство остатков находятся в нижней части разреза и относятся к среднему–позднему келловею. В верхней

части судакская свита обеднена фаунистическими остатками, но по соответствующим находкам ископаемых остатков отложения относят к комплексу раннего оксфорда (Габдуллин и др., 2018).

В оксфордских отложениях присутствуют два прерывистых горизонта рифовых известняков. (Муратов, 1969) Биогермы обоих горизонтов широко представлены в юго-западной части Судакского синклиниория (рис. 1).

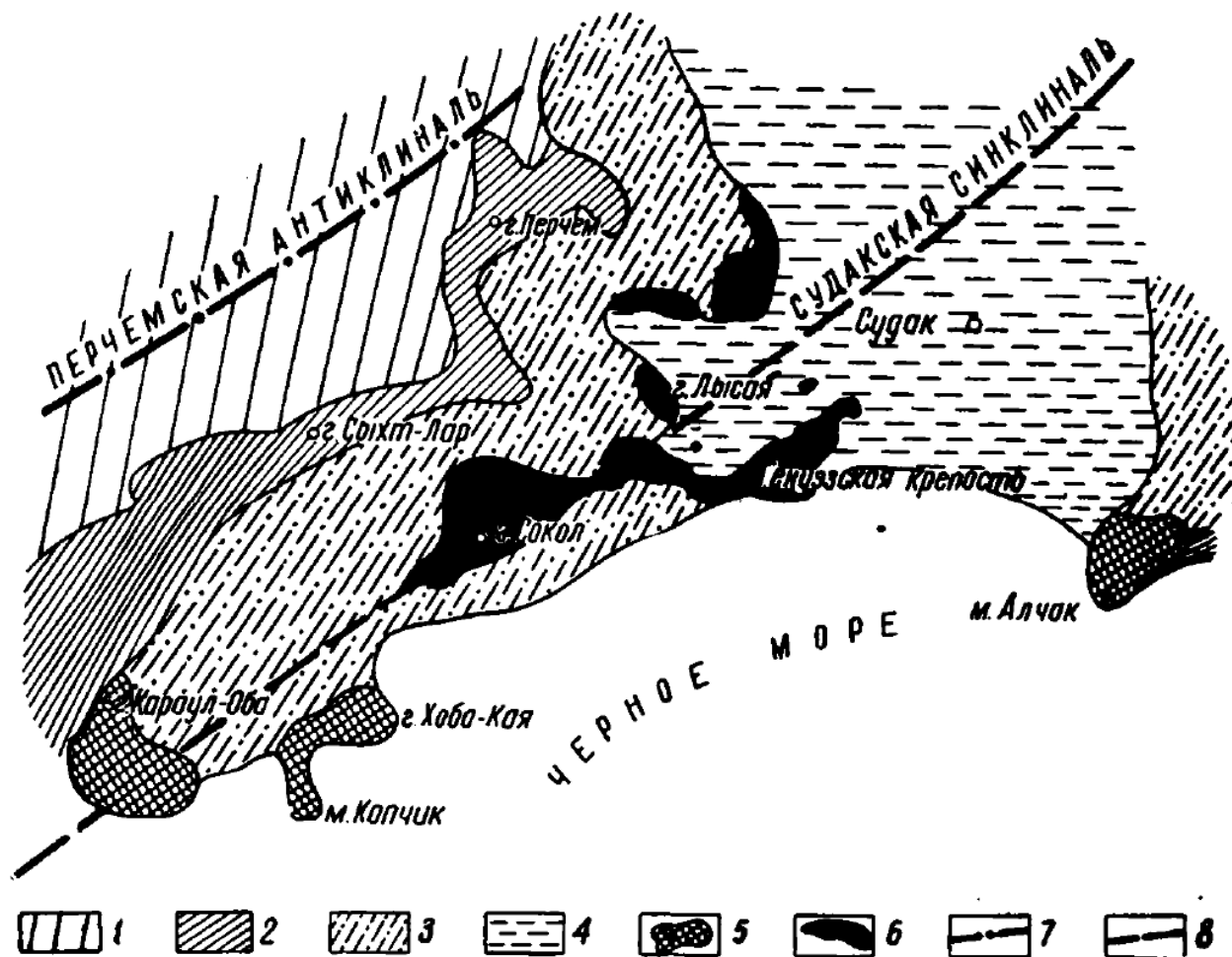


Рисунок 1. Схема расположения биогермных массивов в районе г. Судака: 1 – среднеюрские отложения; 2 – келловейские отложения; оксфордские отложения: 3 – песчаники и конгломераты; 4 – глины с сидеритами; 5 – биогермные массивы I горизонта; 6 – биогермные массивы II горизонта; 7 – ось Перчемской антиклинали; 8 – ось Судакской антиклинали

Далее происходит согласный постепенный переход к отложениям кимериджского яруса, представленными с одной стороны тонкослоистыми глинистыми известняками с прослоями детритовых известняков в синклинии Юго-Западного Крыма, с другой стороны – глинами с сидеритами и прослоями песчаников в Судакском синклинии (Успенская, 1967).

Этот переход происходит внутри местного стратиграфического подразделения, яйлинского горизонта ( $J_{302-km1}$ ). В нем на установлены сухореченская, яйлинская, демерджийская и манджильская свиты (Габдуллин и др., 2018).

Сухореченская свита представлена конгломератами с прослоями песчаников, в которых встречаются небольшие биогермы известняков. Отложения согласно залегают на породах гурзуфской свиты, перекрывается несогласно калафатларской свитой. Мощность достигает 510 м (Анфимова, 2016).

Яйлинская свита («яйлинская серия») в нижней части разреза сложена массивными, биогермными, кораллово-водорослевыми, оолитовыми и толстослоистыми известняками. В верхней части разреза – тонкослоистыми глинистыми и песчанистыми известняками, мергелями с линзами биогермных известняков. Отложения яйлинской серии согласно залегают на породах гурзуфской свиты, несогласно подстилают ялтинскую свиту. Имеет мощность в 1410 м (Анфимова, 2016).

Демерджийская свита делится на две подсвиты. Нижняя – переслаивание песчаников, гравелитов и конгломератов с известняками, присутствуют биогермные массивы; верхняя – известняки с линзами гравелитов. Отложения свиты согласно залегают на тапшанской свите и несогласно подстилают ялтинскую свиту. Имеют мощность в 790 м (Анфимова, 2016).

Манджильская свита внизу своего разреза представлена глинами с прослоями красных сидеритов, реже песчаников. Выше по разрезу сменяется флишеподобным ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и глин. Отложения свиты согласно залегают на породах судакской свиты; несогласно перекрывается хуторанской свитой. Мощность 865 м (Анфимова, 2016).

Трансгрессивно с несогласием на породах кимериджа залегают флишевый комплекс пород общей мощностью в 3 – 3,5 км, наблюдаемый в пределах Судакского прогиба, который фациально замещен различными известняками в западной части синклиория Восточного Крыма (Успенская, 1967).

Эти фациальные разности относятся к ялтинскому горизонту ( $J_{3tt1-2}$ ), в составе которого установлены ялтинская, хуторанская, деймен-деринская свиты (Габдуллин и др., 2018).

Ялтинская свита представлена переслаивающимися кораллово-водорослевыми и глинистыми известняками, песчанистыми мергелями, известковистыми песчаниками и алевролитами. С несогласием отложения залегают на породах яйлинской свиты, согласно перекрываются беденекырской свитой. Мощность 860 м (Анфимова, 2016).

Хуторанская свита, сложенная переслаивающимися песчаниками, гравелитами и конгломератами в нижней части, прослоями глин в средней, глинами, песчаниками,

гравелитами в верхней, несогласно залегает на манджильской свите, согласно подстилает двуюкорную свиту. Хуторанская свита имеет мощность 1000 м (Анфимова, 2016).

Деймен-деринская свита представлена флишем, ритмичным чередованием известковистых глин, алевролитов, песчаников, обломочных известняков и мергелей. Флиш несогласно залегает на породах яйлинской свиты. Несогласно перекрывается байдарской свитой. Мощность 1080 м (Анфимова, 2016).

Породы, завершающие разрез верхней юры, и породы, перекрывающие данный ярус объединены в местное стратиграфическое подразделение – беденекырский горизонт ( $J_{3tt3} - K_1b$ ). В нем установлены калафатларская, байдарская, беденекырская, двуюкорная свиты (Габдуллин и др., 2018).

Калатлафарская свита сложена конгломератами с глыбами оксфордских известняков, несогласно залегающими на сухореченской свиты и согласно перекрытыми нижнемеловыми отложениями. Мощность 180 м (Анфимова, 2016).

Байдарская свита представлена толщей красноцветных брекчиевидных, слоистых, микрозернистых известняков с налегающей на нее толщей песчаников с прослоями глин и известняков. Отложения согласно залегают на ялтинской свите. Согласно перекрыта свитой бекчу. Мощность 855 м (Анфимова, 2016).

Беденекырскую свиту слагают переслаивания серых тонкослоистых мергелей, желтоватых органогенных и оолитовых известняков, глинистых алевролитов. Породы этого стратиграфического подразделения согласно залегают на ялтинской свите, согласно подстилают нижнемеловые отложения. Мощность 820 м (Анфимова, 2016).

Двуюкорная свита делится на две подсвиты. Нижняя – флишоидное переслаивание известняково-глинистых толщ с более редкими прослоями полимиктовых песчаников, верхняя – переслаивание известковистых глин, светло-серых мергелей с тонкими прослоями брекчиевидных известняков. Мощность 360 м (Анфимова, 2016).



## 1.2 Тектоника

Горный Крым – складчатое сооружение внешней части Альпийско-Средиземноморского пояса, расположенное в южной части Крымского полуострова (Рис. 2). Горная гряда южного Крыма представляет собой северную часть антиклинального разреза поднятия. Южная его часть и западное погружение отвечают шельфу крымского побережья (Бискэ, 2019; Казанцев, 1982).

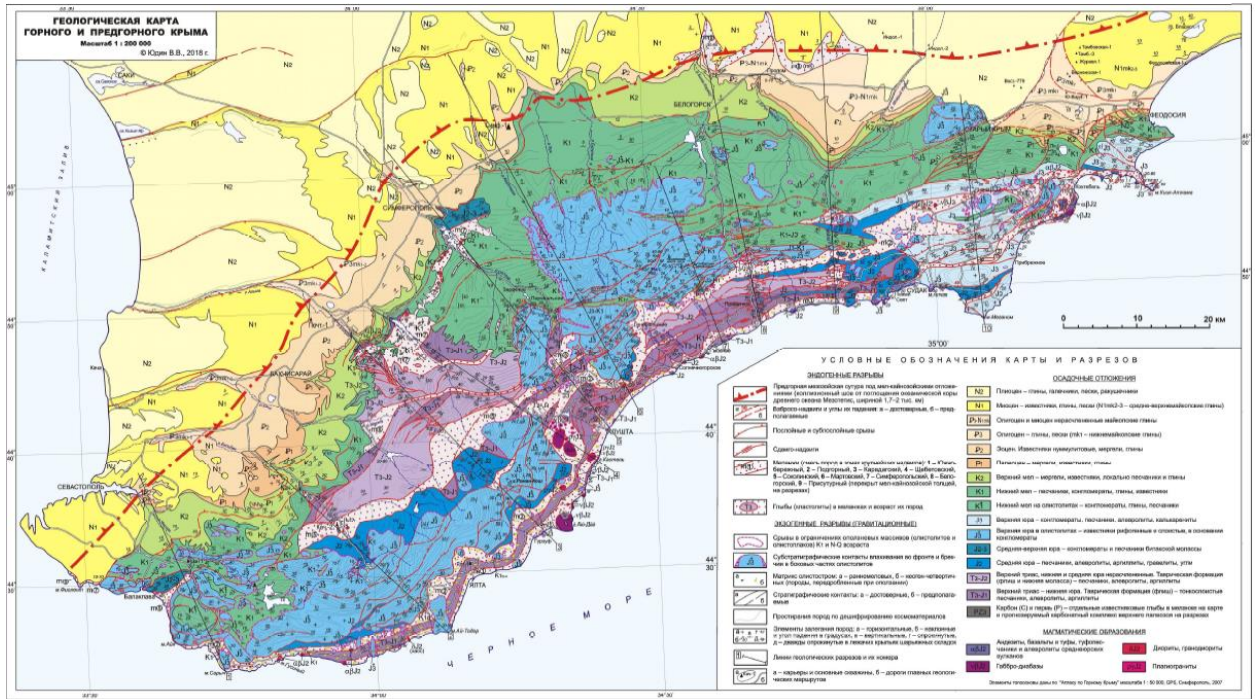


Рисунок 2. Геологическая карта Горного и Предгорного Крыма; масштаб 1:200 000 (Юдин, 2018)

В последние годы создана принципиально новая модель строения Горного Крыма на основе геодинамики (Юдин, 2011). В ее основе – выделение сутур, меланжей, олистостром, расшифровка сложных складчато-надвиговых структур, флэтов и др., описанных в многочисленных публикациях и отчетах.

В соответствии с геодинамической концепцией, Горнокрымское складчато-надвижное сооружение является составной частью Альпийско-Гималайско-Индонезийского пояса. На севере граница области со Скифской плитой проходит по Предгорной сuture, на юге – по Южнобережному надвигу с одноименным меланжем (Рис. 3) (Юдин, 2007).

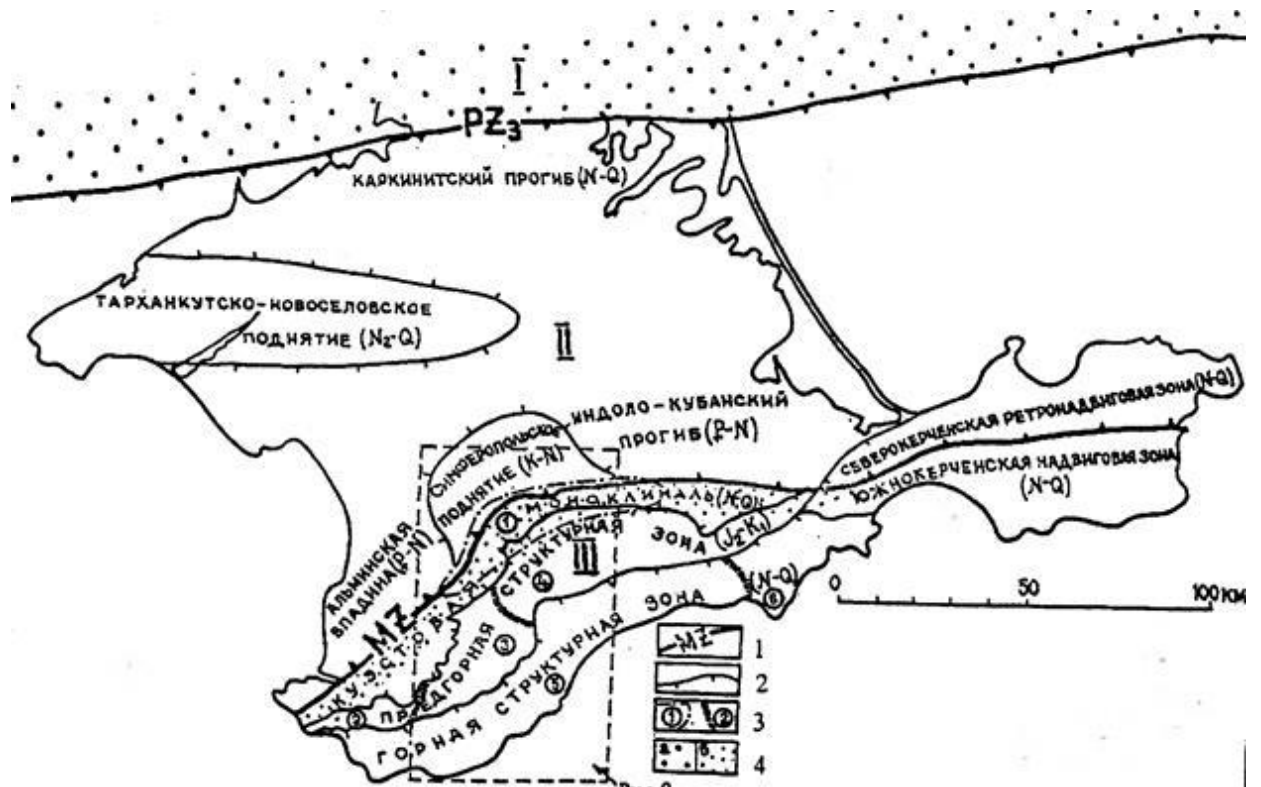


Рисунок 3. Тектоническое районирование Горного и Равнинного Крыма (геодинамическая модель) (по Юдину, 2000)

Структуры I порядка: I – Украинская плита (PZ2-3); II – Скифская плита (PZ3); III – Горнокрымский террейн (ТЗ—К1), ныне Горнокрымская складчато-надвиговая область (J-K+N-Q); 1 – границы структур I порядка: PZ3 – Северокрымская сутура, MZ – Предгорная сутура; 2 – границы структур II порядка; 3 – границы структур III порядка (в кружках): 1 – Симферопольский погребенный вал, 2 – Чернореченское поперечное опускание, 3 – Альминское поперечное поднятие, 4 – Салгирское поперечное опускание, 5 – Алуштинская структурная подзона, 6 – Меганомская структурная подзона

Структура Горного Крыма сформирована в компрессионных условиях в киммерийскую эпоху складчатости (Милеев и др., 2009). Ее осложняют надвиги и покровы, субвертикальные сбросы и взбросы субширотного простирания (рис. 4).

Киммерийский компрессионный комплекс разделен на Лозовскую зону смятия на севере и на Горно-Крымскую структурную зону, занимающую основную площадь региона (рис. 4).

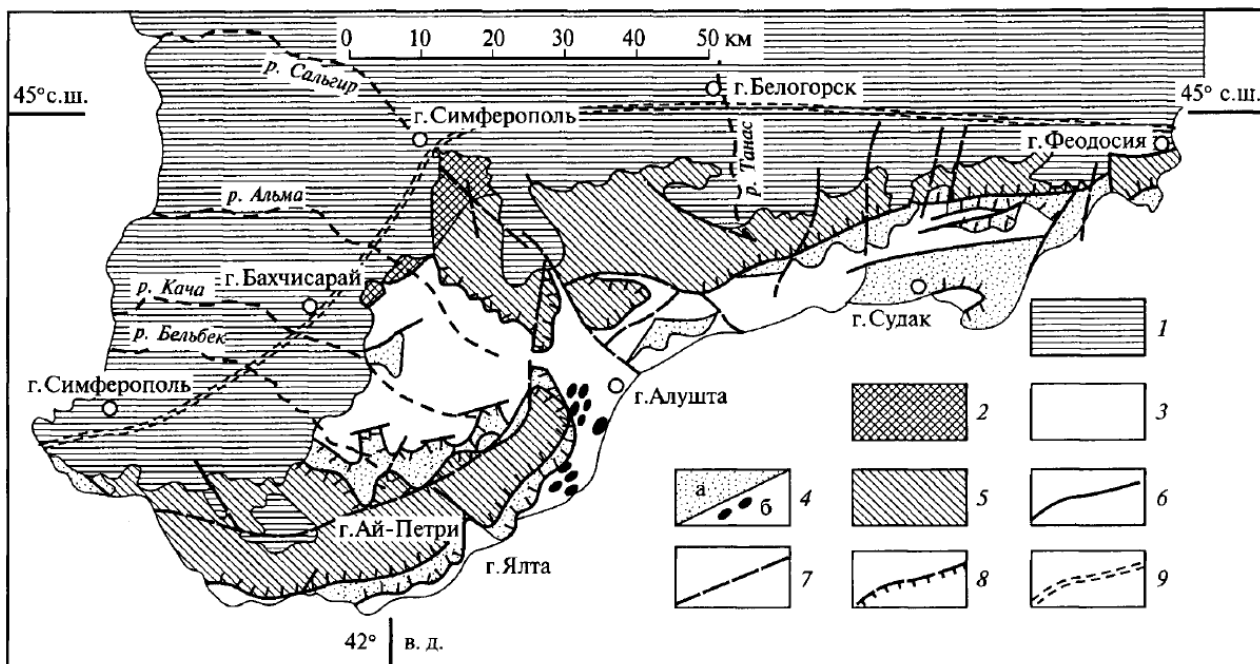


Рисунок 4. Тектоническая схема Горного Крыма (Милеев и др. 2009): 1 – платформенный чехол Скифской плиты; 2 – Лозовская зона смятия; 3–5 – Горно-Крымская структурная зона: 3 – нижняя триасово-среднеюрская единица (преимущественно таврическая серия), 4 – средняя единица, сложенная средне-верхнеюрскими образованиями (а – стратифицированные отложения эскиординской, карадагской и судакской серий, б – среднеюрские интрузивы), 5 – верхняя единица, представленная титонско-нижнеберриаской яйлинской серийей; 6 – подошва платформенного чехла; 7 – субвертикальные врезы, взбросы, сбросы и сдвиги; 8 – надвиги и покровы; 9 – граница распространения горно-крымского структурного комплекса под платформенным чехлом

Лозовская зона смятия фрагментарно обнажена в долинах рек Бодрака, Альмы и Большого и Малого Салгира. На юге граничит с Горно-Крымской структурной зоной по крупным субвертикальным разломам, а на севере перекрывается платформенным чехлом Скифской плиты. (рис. 4).

В Лозовской зоне смятия выделяют две подзоны – южную и северную. Южная подзона представляет собой структуру мегамеланжа, а в северной наблюдается падение слагающих подзону пород на север под углами от 60° и более (Милеев и др., 2009).

Лозовская зона является швом, образовавшимся после закрытия киммерийского глубоководного таврического бассейна (Милеев и др., 2009).

Горно-Крымская структурная зона имеет складчато-покровное строение. По вертикали в ней выделяются три структурные единицы, отличающиеся друг от друга составом и характером строения (рис. 4).

Нижняя структурная единица состоит из многочисленных пластин, разделенных надвигами с углами падения 45–60°. Сами пластины чаще всего представлены протяженными моноклиналями северного падения (углы 50–80°), являющимися прямыми и перевернутыми крыльями крупных складок. Местами присутствуют мелкие (мощность до 10 м) зоны меланжирования (Милеев и др., 2009).

Средняя структурная единица в тектоническом отношении аналогична нижней единице. Сильно варьируют состав, возраст и мощность толщ в Западном, Центральном и Судакском (Восточном) секторах второй структурной единицы. В Судакском секторе дигитации повторяются на площади по листрическим разломам южного падения (рис. 5). Эти дигитации являются флексурами, связанными с крутыми листрическими разломами, и фиксируются в грядках гор Вигля – Юртум-Бурун, гора Лягушка – хр. Панас-Тепе, гора Сокол – скала Генуэзской крепости – гора Алчак-Кая (Милеев и др., 2009).

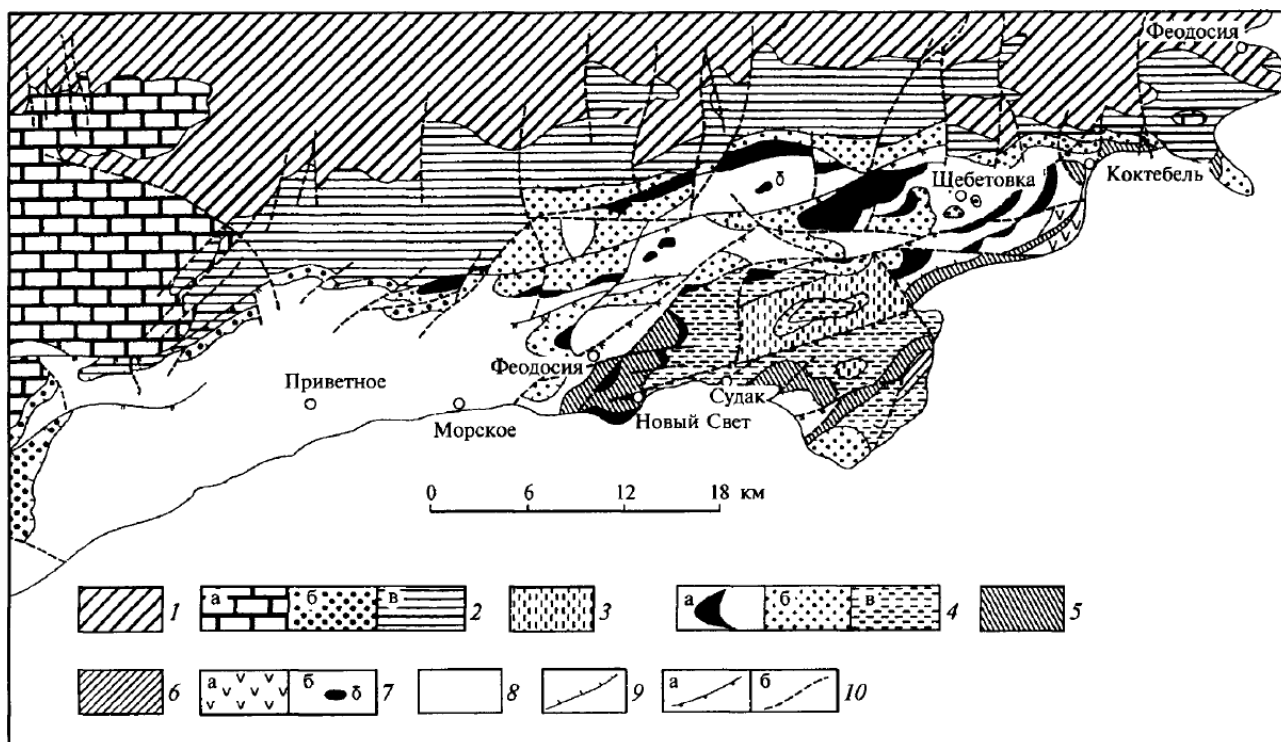


Рисунок 5. Тектоническая схема Восточного (Судакского) сектора Горного Крыма (Милеев и др., 2009):

1 – меловые отложения платформенного чехла; 2–7а – дигитации, сложенные: 2 – титонско-нижнеберриасскими отложениями яйлинской серии (а – карбонатными, б – конгломератовыми, в – глинистыми), 3–б – судакской серией: 3 – кимериджскими песчано-глинистыми отложениями, 4 – оксфордскими отложениями (а – известняками, б – конгломератами и песчаниками, в – глинами и песчаниками), 5 – келловейскими песчано-глинистыми отложениями, 6 – батскими песчано-глинистыми отложениями, 7 – среднеюрскими образованиями (а – верхнебайосской осадочно-вулканогенной карадагской

серией, б – шток диоритов); 8 – верхнетриасово-среднеюрский флиш таврической серии; 9–10 – разрывы: 9 – пологие надвиги и покровы, 10 – крутые разломы (а – продольные листрические сбросы, б – косые и поперечные врезы, сбросы, взбросы и сдвиги)

Верхняя структурная единица аллохтонно залегают на подстилающих средней и нижней структурных единицах. В ней выделено более 12 дигитаций, надвинутых друг на друга с северо-запада на юго-восток, большинство из которых имеет моноклиналичную структуру. Но некоторые дигитации, сложенные шлейфовыми известняками и переслаиваниями терригенно-карбонатных пород, смяты в простые изометричные и брахиморфные складки с углами падения на крыльях от 5–45 до 70° (Милеев и др., 2009).

Изученные при проведении настоящего исследования биогермные массивы судакской свиты, расположенные в районе г. Судака, на юго-восточном склоне горы Перчем, имеют оксфордский возраст (Габдуллин и др., 2018; Краснов, 1983; Михайлова, 1959; Сесса et al., 2005; Geister, 2007; Vogt, 1897).

Аналогично, они встречаются на юго-восточном крыле судакского глубоководного прогиба – крупной синклиналичной структуры Крыма (Успенская, 1967). К крылу прогиба приурочен вал Шатского, который представляет собой антиклиналичную структуру, сложенную юрско-меловыми породами, перекрытую кайнозойскими отложениями. В нем по данным геофизики выделяются сейсмокомплексы с карбонатными массивами, которые широко распространены в северной его части поднятия Шатского (Афанасенков и др., 2007). Массивы достаточно крупные – в ширину достигают 30 км, а в высоту – до 1 км и более.

### 1.3 Перспективы нефтегазоносности

Вал Шатского, находящийся к юго-востоку от Судака (рис. 6), рассматривается как наиболее перспективная структура для исследований на нефтегазоносность.

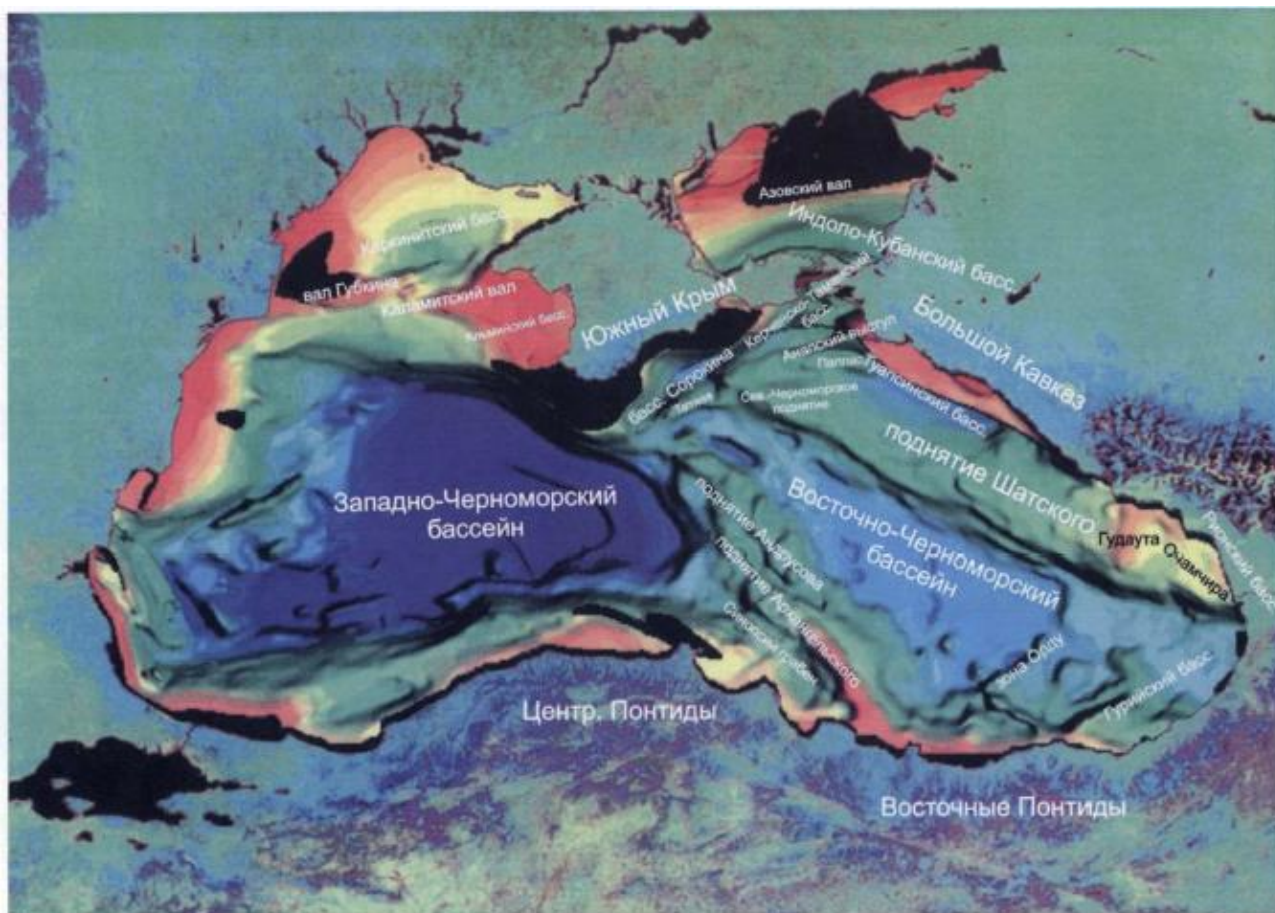


Рисунок 6. Схема тектонического районирования Восточно-Черноморского региона (Афанасенков и др., 2007)

Данная структура не изучена глубоководным бурением, информация о строении была получена благодаря сейсмическому профилированию (рис. 7).

Классическим примером орагногенной постройки, линзующейся в толще пород вала Шатского, является массив Мария (рис. 8).

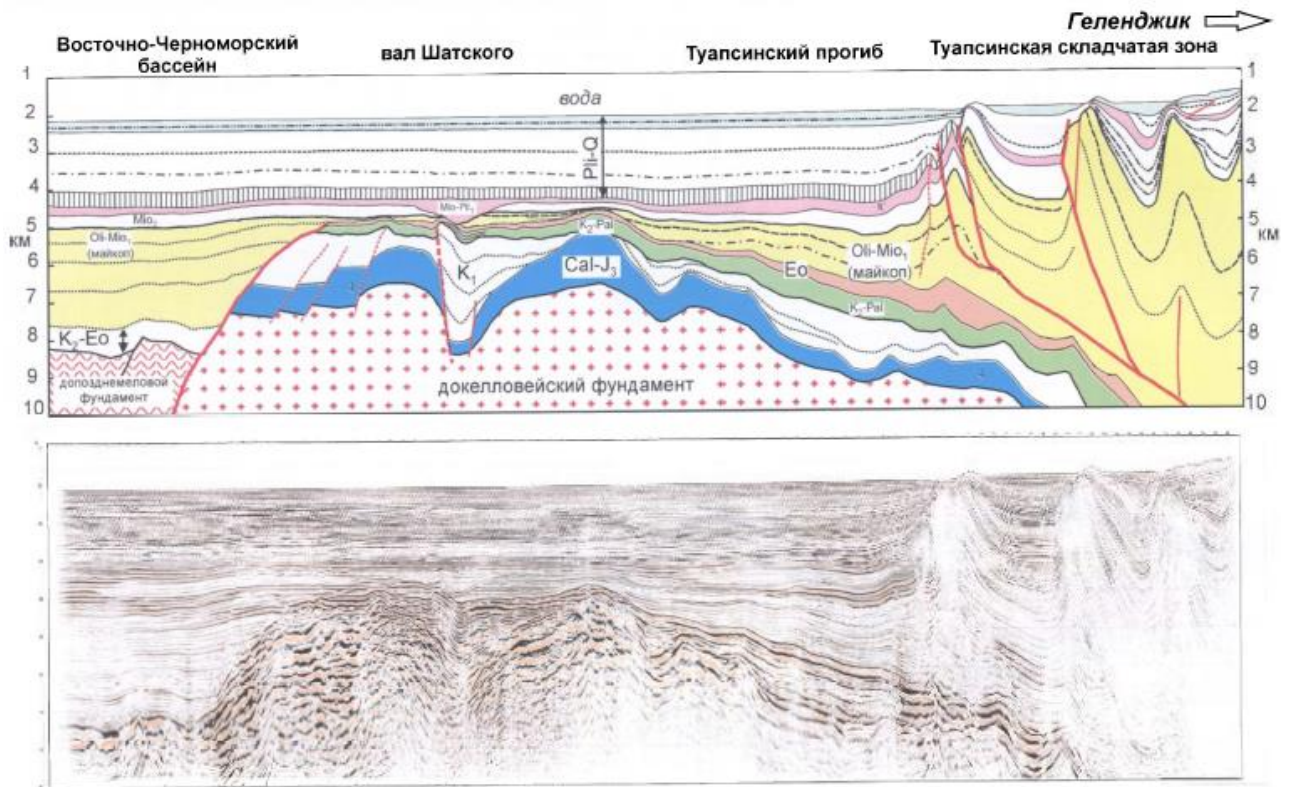


Рисунок 7. Интерпретация сейсмического профиля WBS-02-40 (Афанасенков и др., 2007).

Обозначения возрастов: Cal-J3 – келловей – верхняя юра, K1 – ранний мел, K2-Pal – верхний мел – палеоцен, Eo – эоцен, Oli-Mio1 – олигоцен – ранний миоцен (майкоп), Mio2 – средний миоцен, Mio3-Pli1 – поздний миоцен – ранний плиоцен, Pli-Q – плиоцен – четверть, K2-Eo – поздний мел – эоцен в Восточно-Черноморском бассейне.

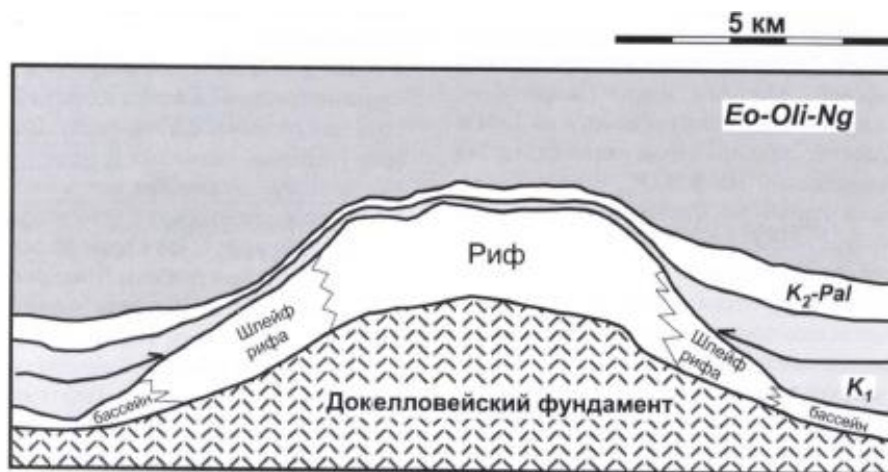


Рисунок 8. Интерпретация сейсмического профиля структуры Мария (Афанасенков и др., 2007)

Сейсмокомплекс поздней юры выделен на основании хаотично ориентированных ярких волнообразных низкочастотных отражений на фоне «прозрачного» волнового поля. Предположительно весь комплекс сложен различными карбонатами, в том числе

рифогенными постройками, карбонатами рифового шлейфа, массивными мелководными карбонатами (Афанасенков и др., 2007).

Потенциально нефтематеринскими комплексами являются отложения нижней-средней юры, которые были изучены в Кавказе, Грузии, Понтидах, Южном Крыму. В этом комплексе преобладают терригенные породы, содержание органического углерода в среднем 0,5 – 1%, а более высоким содержанием в 1,8 – 3,46% отличаются отложения тоора-аллена (Афанасенков и др., 2007).

Данные породы подстилают изучаемый келловей-верхнеюрский осадочный комплекс, содержащий большое количество карбонатных массивов. Эти массивы претерпели перекристаллизацию (судя по породам этого возраста, представленным на суше), то есть первичная пористость с низкой долей вероятности была сохранена. Коллекторский потенциал известняков связан с обширными вторичными процессами: доломитизацией, растворением, выщелачиванием, тектонической трещиноватостью – процессами, развитию которых наиболее подвержены органические карбонаты.

Карбонаты верхней юры района поднятия Шатского могли претерпевать карстование, так как, вероятно, осушались в меловое время, а перед средним эоценом и перед майкопом эти перекрытые чехлом послеюрских осадков карбонатные массивы могли образовывать небольшие острова, вследствие чего процессы карстообразования могли коснуться и изучаемых отложений (Афанасенков и др., 2007).

Также в ходе тектонических сжатий (предсреднеэоценового, олигоценового и неогенового) с амплитудами в сотни метров могла образовываться трещиноватость в карбонатных комплексах (Афанасенков и др., 2007).

Потенциальные резервуары нефти перекрывают малопористые мелоподобные карбонаты верхнего мела, которые имеют хорошие свойства флюидоупоров и могут являться покрышками. На поднятии Шатского верхний мел является региональной покрышкой (Афанасенков и др., 2007).



## 1.4 История геологического развития

В позднеюрское время продолжается сжатие, сменившее растяжение эпигерцинской платформы, которое продолжалось с начала триаса по конец ранней юры (Милеев и др., 2009).

С бата по кимеридж шло накопление песчано-глинистых отложений судакской серии. Уже в середине поздней юры происходит коллизия Эвскинии и Скифии, объединившихся в Скифско-Эвскинский террейн (Лозовская зона смятия является коллизионным швом). Этот процесс сопровождается шарьированием, затронувшим также отложения, выполнявшие Таврический бассейн, который полностью закрылся в поздней юре (Милеев и др., 2009).

В районе вала Шатского на границе триаса и юры происходила орогения, потому все доюрские образования относятся к складчатому фундаменту (Афанасенков и др., 2007).

В келловее-поздней юре происходило образование карбонатного чехла, в состав которого входят изучаемые отложения. Перед валанжином (или внутри берриаса) отмечается тектоническая активность, отраженная деформациями и вертикальными движениями, к этому периоду могут быть приурочены периоды карстообразования в позднеюрских известняках (Афанасенков и др., 2007).

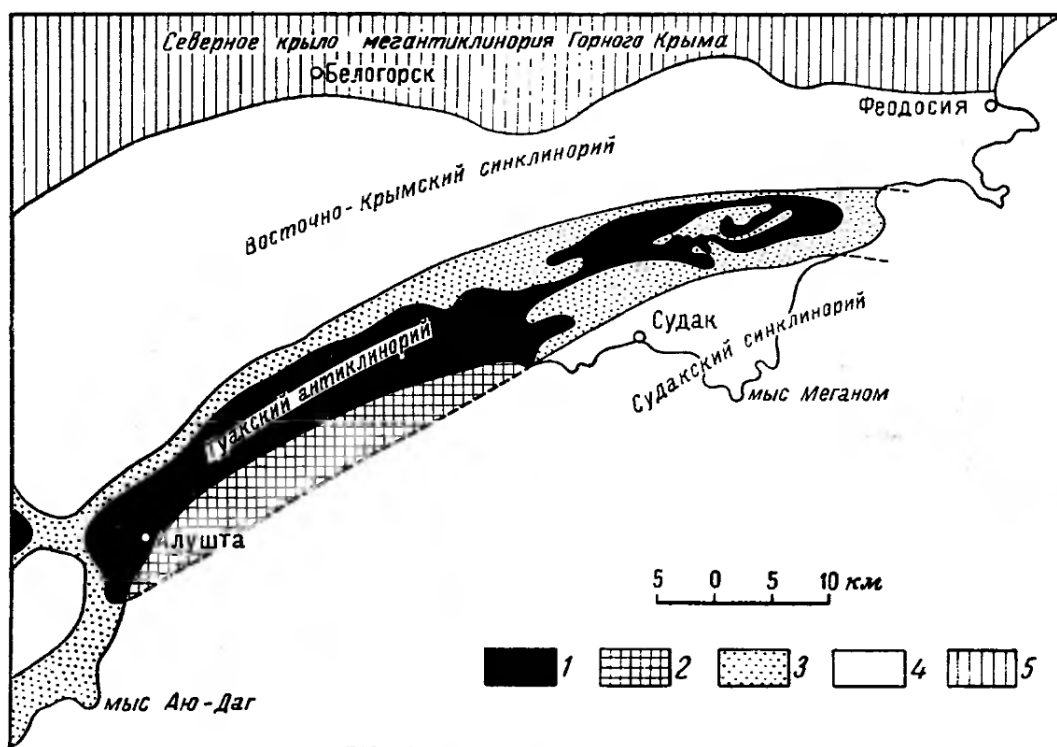


Рисунок 9. Расположение Судакского синклинория = Судакского прогиба (Муратов, Сидоренко, 1969): 1–3 – элементы Туакского поднятия, 4 – синклинории, 5- северное крыло мегантиклинория Горного Крыма

Судакская свита отвечает позднеюрской трансгрессии, начавшейся в позднем келловее, которая распространялась из участков наиболее устойчивого в то время прогибания — западной части прогиба Юго-Западного Крыма, восточной части прогиба Восточного

Крыма и Судакского прогиба (рис. 9). Седиментация осадков свиты проходила в условиях нормальноморских океанских вод и потепления климата (смена терригенных фаций на карбонатные), а также частых эвстатических вариаций (пестрота осадков, фаций свиты) (Габдуллин и др., 2018).

Осадки нижней подсвиты и нижней части верхней подсвиты судакской свиты формировались в Судакском глубоководном прогибе и представлены флишевым комплексом — глинами с прослоями песчаников, известняков и линзами конгломератов (нижняя подсвита ( $J_{2-3sd_1^1}$ )), а также известковистыми аргиллитами (глинами) с конкрециями сидеритов (нижняя часть верхней подсвиты ( $J_{2-3sd_2^1}$ )). С течением геологического времени глубина бассейна постепенно уменьшалась, о чем свидетельствует сначала появление глубоководных форм — аммонитов, криноидей и губок в самом конце келловея ( $J_{2-3sd_2^1}$ ), а позднее, начиная с оксфорда, — более мелководных форм, включая рифостроящих кораллов в толще терригенно-карбонатных осадков ( $J_{2-3sd_2^2}$ ). Глубина в раннеоксфордское время составляла несколько десятков метров (по кораллам) или даже меньше (по цианобактериальным постройкам) (Габдуллин и др., 2018).

По результатам собственных полевых наблюдений и данным предшественников можно заключить, что основными рифостроящими организмами в оксфордское время (во время накопления осадков верхней части верхесудакской подсвиты) были кораллы, цианобактерии, водоросли, рудисты. Также в состав палеоценоза рифа входили иглокожие и моллюски. Наличие кораллов в изученных породах свидетельствует о том, что температура воды была в среднем выше  $20^{\circ}\text{C}$  в оксфордское время. Вместе с тем наличие среди рифостроителей цианобактерий и водорослей указывает на вариации температуры (Габдуллин и др., 2018).

Климат в течение геологического времени от келловея к оксфорду и в течение оксфордского века постепенно становился более теплым; для южной окраины океана Тетис характерны значения около  $25^{\circ}\text{C}$  и более (Габдуллин и др., 2018).

В нижнем мелу образуется сплошной чехол, сложенный преимущественно глинисто-карбонатными породами (Афанасенков и др., 2007).

## 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Работа основана на материалах, собранных при послойном описании обнажений верхнеюрских пород города Судак К.А. Дубковой и К.А. Шустиковым в 2018 и 2019 годах.

Полевые работы летом 2018 года проводились на отрогах г. Перчем на северо-западной границе города Судака (рис 10). В ходе исследований были детально описаны разрезы по маршрутам, повторяющим профили К.К. Фохта, описанные им во время подготовки полевой геологической экскурсии в Крым для участников VII сессии Международного геологического конгресса 1897 г. (Vogt, 1897).

Было пройдено два профиля (рис. 10) (39 точек наблюдения), на которых отобрано около 40 литологических образцов, из которых изготовлено и описано 37 петрографических шлифов. Также была собрана представительная палеонтологическая коллекция для реконструкции условий формирования отложений.

Суммарная мощность изученных разрезов, учитывая пропуски, составляет около 345 и 375 метров для 2 профилей соответственно.

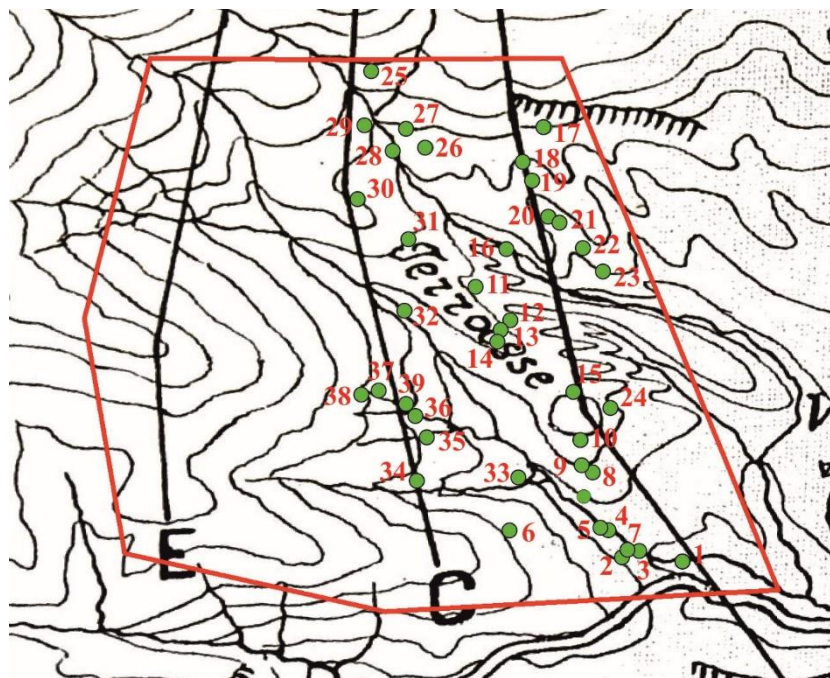


Рисунок 10. Карта фактического материала за 2018 год, составленная Дубковой К.А. и Шустиковым К.А., с нанесенными профилями К.К. Фохта (Vogt, 1897) и точками наблюдения

Июньские полевые работы 2019 года проводились на западном и юго-западном побережьях мыса Алчак, к югу от Генуэзской крепости и у юго-западного подножья горы Сокол (к северо-востоку от поселка Новый Свет) (рис. 11).

Были описаны выходы коренных горных пород 18 разрезов (точек наблюдения). Отобрано 52 литологических образца, из которых изготовлено 10 петрографических шлифов, отобрано 9 проб на микрофауну.

Суммарно описано 56 точек наблюдения (одна точка наблюдения 2019 года совпала с точкой наблюдения 2018 года), отобрано 92 литологических образца, изготовлено 47 петрографических шлифов.



Рисунок 11. Обобщенная карта фактического материала с нанесенными точками наблюдения

Обработка собранных материалов проводилась Матеро А.А., Шустиковым К.А., Дубковой К.А., Шишловым С.Б.

Описание и фотографирование шлифов проводилось в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ на электронном микроскопе LEICA DM4500 P LED.

Составлены для каждого частного разреза литологические колонки масштаба 1:100. Проведена литологическая типизация слоев по устойчивым сочетаниям структурно-вещественных и текстурных признаков, установленных при описании разрезов и шлифов. Выделение основных литологических типов позволило выполнить корреляцию частных разрезов и составить две сводные колоноки масштаба 1:2000.

Построена модель обстановок осадконакопления, существовавших при формировании рассматриваемых. Каждая обстановка осадконакопления выделена на основе генетической интерпретации комплекса структурно-вещественных и текстурных

особенностей установленных литологических типов пород и анализа их вертикальных и латеральных взаимоотношений.

На основе этого были построены кривые колебаний уровня моря для сводных разрезов, по которым была проведена их корреляция.

Построены палеогеографические схемы, отражающие распределение обстановок осадконакопления на ранних и поздних максимумах трансгрессии и регрессии моря. Они отражают простираие обстановок осадконакопления (береговой линии).

Это возможность прогноза строения разреза верхней юры на шельфе Черного моря, в частности, вала Шатского, который рассматривается, как объект для исследования перспектив нефтегазоносности.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

#### 3.1 Литологические типы слоев и их генетическая интерпретация

По результатам полевого визуального описания разрезов, а также изучения литологических шлифов выделены преимущественные литотипы пород. Песчано-глинисто-известковые разности преобладают в нижних частях разреза; существенно карбонатные, часто с органогенными постройками – в верхних.

Породы на изученных разрезах, как правило, представлены: 1) литокласто- и комковато-детритовыми известняками, часто глинистыми, со значительной примесью терригенного материала на отдельных горизонтах (пакстоуны, рудстоуны, флаутстоуны и грейнстоуны) (тип S6); 2) известковистыми глинами со значительной примесью алевролитистого материала (тип S5); 3) линзовидно-полосчатым чередованием песчаников тонко-мелкозернистых (реже средне-мелкозернистых) известковых с редким детритом, литокластами известняков и глин алевролитистых известковых (тип S2; S4). Реже в разрезе встречаются слои конгломератов (тип S1), песчаников (тип S3) и гравелитов с обломками кварца, кварцитов, эффузивов. На отдельных горизонтах широко развиты коралловые и кораллово-водорослевые органогенные постройки (типы S7 и S8). В целом, породы, представленные в разрезе, чрезвычайно мелководные.

**S1.** Конгломераты полимиктовые массивной текстуры, обломки представлены кварцем, кварцитами, известняками и песчаниками размером до 15 см, преобладают размером 1–5 см различной степени окатанности – от угловатых до хорошо окатанных (рис. 12, 13). Матрикс образован глинисто-карбонатным веществом, гравием кварцитов, кварца, халцедона иногда песчаником крупно-мелкозернистым известковым желтовато-серым. Цемент поровый глинисто-гидрослюдистый, участками ожелезненный. Имеют четкий неровный контакт с нижележащими детритовыми известняками и коралловыми постройками. Видимая мощность конгломератов до 30 м.

**Интерпретация.** Обломки с преимущественно хорошей окатанностью свидетельствуют о накоплении материала, сносившегося с суши, в условиях с активной гидродинамикой – в волноприбойной зоне морского бассейна, в котором существовали обстановки для образования карбонатной составляющей матрикса. Ожелезнение цемента свидетельствует об осадконакоплении в окислительной среде – в мелководной хорошо аэрируемой части бассейна.



Рисунок 12. Конгломерат мелковалунно-галечный в т. н. 22. Фото Дубковой К. А.



Рис.13. Конгломерат мелковалунно-галечный, бронирующий вершину горы в т. н. 17. Фото Дубковой К. А.

**S2.** Чередование известняков детритовых серых; конгломератов мелковалунно-галечных, образованных обломками кварца, кварцитов и песчаников тонкозернистых; глин алевритистых темно-серых, часто известковистых. Иногда в чередовании появляются песчаники известковистые тонкозернистые светло-серые. Видима мощность слоя до 50 м.

**Интерпретация.** Чередование различных гранулометрических типов осадочного материала свидетельствует о нестабильных условиях седиментации, от прибрежных в волноприбойной зоне (конгломераты) до условий верхней сублиторали морского бассейна (известняки) на фоне общего трансгрессивного цикла (Михайлова, 1959).

**S3.** Песчаники тонко-среднезернистые от светло- до желтовато-серых (рис. 15) с глинистой и известковой примесью и рассеянными гравием и галькой кварца, кварцитов. В песчаниках нередко отмечаются железисто-карбонатные прослои, маломощные линзовидные прослои глин алевритистых серых с тонкими прослоями кальцита или чередование песчаников известковистых с песчаниками известковыми (рис. 14). Часто проявлена косая разнонаправленная слойчатость, намечаемая намывами углисто-глинистого вещества. Зерна в песчаниках чаще всего представлены кварцем, полевыми шпатами, кварцитами, слюдой (рис. 16). В песчаниках встречаются одиночные обломки построек кораллов, раковины гастропод и створки пелеципод. Видимая мощность достигает 43 м.



Рисунок 14. Чередование песчаников тонкозернистых известковых и известковистых  
в т. н. 30



Рисунок 15. Песчаники мелко-тонкозернистые  
в т. н. 32

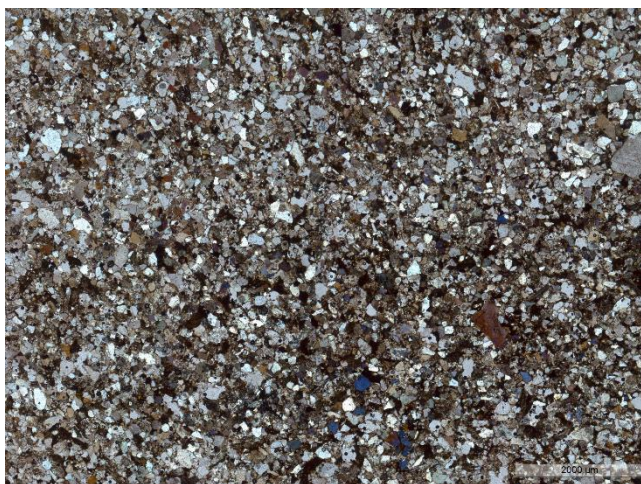


Рисунок 16. Шлиф 37-1 в скрещенных николях. Песчаник кварцево-граувакковый мелко-среднезернистый

**Интерпретация.** Седиментация обломочного материала происходила в более стабильных условиях, но также под активным влиянием водной среды, интенсивность которого время от времени ослабевала и происходило накопление более тонкодисперсного осадка с большей долей карбонатной составляющей. Наличие косої разнонаправленной слойчатости может свидетельствовать о накоплении осадка в зоне, находящейся под воздействием волновой активности. Находки обломков кораллов позволяет предполагать существование в относительной близости коралловых построек барьерного типа, которые развивались в верхней сублиторали морского бассейна при достаточной освещенности, нормальной солености и температуре морской воды не ниже 18 °С.



**S4.** Линзовидно-полосчатое чередование песчаников тонкозернистых светло-серых и глин темно-серых алевритистых, часто известковистых (рис 17, 18). Иногда в чередование включаются прослои известняков детритовых. В слоях часто встречаются железисто-карбонатные конкреции. В известняках присутствуют корковые и одиночные кораллы, раковинный детрит и обломки панцирей морских ежей. В песчаных прослоях раковинный детрит и одиночных кораллов, иногда фиксируется неотчетливая косая разнонаправленная слойчатость. В глинистых слойках присутствуют крупные одиночные склерактинии. В глинах отмечаются линзы (длина до 35 см, мощность 1,5–2,0 см) и обрывки углефицированного растительного детрита. Внутри слоя часты находки перекристаллизованных построек колоний кораллов и водорослей. Общая видимая мощность отложений достигает 50 м.

**Интерпретация.** Накопление осадочного материала происходило при нестабильных гидродинамических условиях. Более песчаные прослои свидетельствуют об осадконакоплении в условиях активной гидродинамики, при которых не происходило накопление мелкодисперсной составляющей, в то время как накопление глинистых прослоев происходило в более гидродинамически спокойных обстановках. Наличие известняков детритовых, железисто-карбонатных конкреций, и остатков сессильных сестонофагов и подвижных бентосных детритофагов говорит о том, что данные чередования формировались в условиях верхней сублиторали тепловодного морского бассейна нормальной солености. Косая разнонаправленная слойчатость говорит об осадконакоплении в зоне, подверженной волновой активности.



Рисунок 17. Линзовидно-полосчатое чередование песчаников и глин в т. н. 8



Рисунок 18. Линзовидно-полосчатое чередование песчаников, глин и известняков в т. н. 8

**S5.** Глины от темно-серых до желтовато-серых алевритистые, часто известковые или песчаные. В них присутствуют железисто-карбонатные (диаметром до 30 см) и сидеритовые конкреции, обломки ветвистых колоний и одиночных кораллов, обломки раковин брахиопод, двустворок и панцирей морских ежей, углефицированный растительный детрит (рис. 19). Железисто-карбонатные конкреции зачастую слагают целые прослои, внутри конкреций встречаются обломки раковин двустворок, гастропод, одиночных кораллов и панцирей морских ежей (рис. 20). В некоторых обнажениях глины постепенно переходят в известняки, ближе к контакту с которыми в глинах встречаются корки кораллов (длинной до 0,15 м и толщиной до 1 см). Видимая мощность достигает 15 м.



Рисунок 19. Железисто-карбонатная конкреция в глине темно-серой в т. н. 1

Рисунок 20. Кораллы в глинах известковых в т. н. 9

**Интерпретация.** Наличие остатков кораллов и другой бентосной фауны, железисто-карбонатных конкреций позволяет интерпретировать обстановки осадконакопления как мелководные, нормальносолоного морского бассейна, а гранулометрический состав осадка (силикатные илы), свидетельствует об осадконакоплении в условиях низкой застойной гидродинамики. Песчаная примесь в осадочном материале свидетельствует о периодически увеличивающихся объемах сноса обломочного материала с суши, либо с песчаных валов, в депрессиях между которыми накапливался тонкодисперсный осадок. Интерпретируется, как наиболее спокойная часть лагуны.

**S6.** Известняки детритовые, представленные различными классами карбонатных пород (пакстоуны, флаутстоуны, грейнстоуны, рудстоуны), часто с песчаной или глинистой примесью (рис. 21). В известняках присутствуют рассеянный углефицированный детрит, включения и стяжения сульфидов, буровато-красные корки ожелезнения. В известняки иногда встречаются одиночные и ветвистые формы кораллов или проявляется неотчетливая косая разнонаправленная слоистость. В некоторых обнажениях слои разбиты трещинами, выполненными кальцитом. Детрит представлен обломками раковин фораминифер, брахиопод,

двустворок и гастропод, панцирей иглокожих (рис. 22), ветвистых колоний и одиночных кораллов, трубчатых раковин серпулид, члеников криноидей. Некоторые форменные элементы карбонатных пород окружены микробиально-водорослевыми пленками. Известняки часто замещают по латерали органогенные постройки. Видимая мощность достигает 7 м.



Рисунок 21. Известняки детритовые серые в т. н. 4



Рисунок 22. Остаток панциря морского ежа в известняках детритовых серых в т. н. 4

**Интерпретация.** Известняки образовывались в результате накопления карбонатных илов в зоне шлейфа коралловых построек в условиях низкой гидродинамики. Наличие остатков кораллов позволяет интерпретировать обстановки осадконакопления как относительно мелководные – верхняя сублитораль, достаточно освещенные, нормальной солености, теплопроводные. Песчаная и глинистая примеси свидетельствуют о существовавшем привносе осадочного материала с более мелководных участков морского бассейна в ходе кратковременной активизации гидродинамических условий, например, во время штормов, с последующим накоплением песчаных алевритистых осадков в западинах рельефа.

**S7.** Известняки сильно перекристаллизованные, сложенные одиночными и колониальными кораллами (рис. 23, 24). В известняках часто присутствуют водорослевые остатки, обломки панцирей морских ежей, трубчатых раковин серпулид. Терригенно-карбонатный материал заполняет все промежутки между постройками и отдельными ветвями колоний кораллов. Ширина выхода таких построек от первых метров до 30 м, мощность от 15 м и более. Длина отдельных ветвей внутри таких построек может достигать 1,5 м и более при относительно постоянном диаметре ветвей до 3 см. На некоторых одиночных формах кораллов видны пережимы. Одиночные кораллы чаще встречаются не в прижизненном положении. Постройки замещают (постепенно переходят) и перекрывают детритовые известняки. По латерали биостромы могут замещаться не только известняками, но и терригенными породами – глинистыми, алевритистыми и песчаными разностями.



Рисунок 23. Ветвистые колонии кораллов с карманами и прослоями глин в т. н. 3



Рисунок 24. Известнки сильно перекристаллизованные в т. н. 29

**Интерпретация.** Биостромы рифового типа формировались в условиях верхней сублиторали теплого морского бассейна нормальной солености с хорошей освещенностью и активностью гидродинамики достаточной для хорошей аэрации вод необходимой для нормального развития кораллов. Большая мощность рифовых массивов свидетельствует о достаточно длительном развитии постройки в условиях медленной трансгрессии на фоне тектонического погружения территории (Михайлова, 1959; Selley, 2000). Пережимы кораллов могут быть связаны с ослаблением гидродинамической активности и накоплением карбонатных илов, погребаящих под собой часть рифовой постройки.

**S8.** Известняки перекристаллизованные, сложенные одиночными и колониальными кораллами, образующие биостромы (рис. 25, 26). Иногда значительная часть таких известняков сложена также остатками водорослей. В известняках встречаются обломки панцирей морских ежей, раковин двустворок, членики криноидей, раковины бентосных фораминифер, спикулы губок, водорослей, сидеритовые и железисто-карбонатные конкреции. По форме постройки представлены биостромами (10–15 м мощностью и протяженностью от 30 м и более) и холмообразными биогермами (высотой от 7 м и от первых десятков метров в основании). В них встречаются линзы глин и известняков с корковыми формами кораллов. Эти крупные постройки хорошо выражены в рельефе – как правило, они бронируют верхнюю часть склона на протяжении десятков метров и имеют четкий и резкий контакт с слоями глин, песчаников. Биогермы в некоторых обнажениях представляют собой линзы внутри детритовых известняков. В теле коралловых построек имеются карманы и прослои глин.



Рисунок 25. Биогерм в нижней части слоя в  
т. н. 10



Рисунок 26. Западна постройка кораллов в  
т. н. 12

**Интерпретация.** Коралловые постройки представляли собой атоллвидные образования, формировавшиеся в условиях верхней сублиторали теплого морского бассейна с нормальной соленостью, достаточными освещенностью и гидродинамической активностью – условиями необходимыми для жизни коралловых колоний. Наличие глинистых прослоев и линз свидетельствует о снижении на отдельных этапах формирования построек гидродинамической активности и накоплении глинистых илов, которые погребали под собой биогермы. В целом, эти образования можно интерпретировать, как патч-риффы – обособленные рифовые массивы лагунной зоны, окаймляемой крупным рифовым барьером. На это указывает относительно небольшой размер и форма рифовых тел, их приуроченность к лагунным фациям с большой примесью терригенной компоненты, специфические комплексы рифостроителей.

### 3.2 Особенности строения разрезов и цикличность седиментации

По полевым описаниям разрезов и с использованием данных петрографического описания шлифов были построены сводные разрезы по двум профилям, расположенным на южных отрогах г. Перчем (рис 29)

Разрезы сложены терригенно-карбонатным комплексом, в котором терригенные породы крупной фракции сменяются породами, образованными в ходе седиментации тонкодисперсных осадков. Терригенные отложения сменяются детритовыми известняками и органогенными постройками.

Терригенные породы крупной фракции, конгломераты, отвечают наиболее низким отметкам уровня моря, максимумам регрессии. Известняки детритовые и органогенные постройки образуются в более глубоководных обстановках, в нашем случае они являются реперами максимумов трансгрессии (Уилсон, 1975).

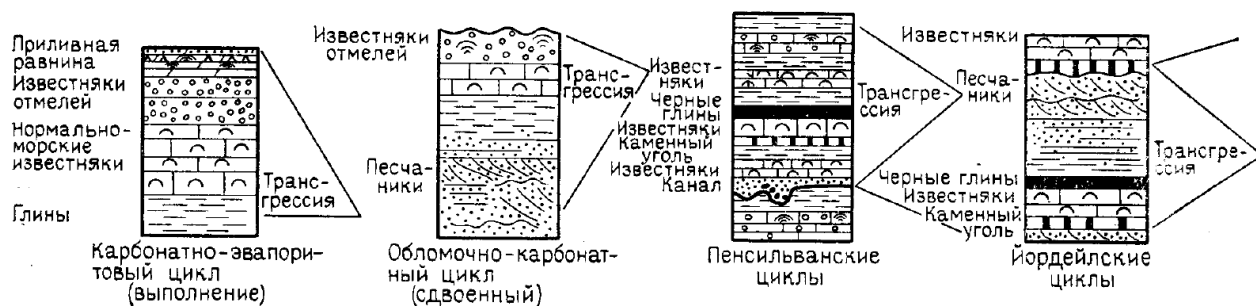


Рисунок 27. Обычные типы циклического осадконакопления (Уилсон, 1975)

На основе устоявшихся представлений о последовательности фаций, составе пород их выполняющих, можно выделить небольшие циклы, которые прослеживаются в изученных разрезах. Эти циклы аналогичны обычно выделяемым в шельфовых отложениях (рис. 27).

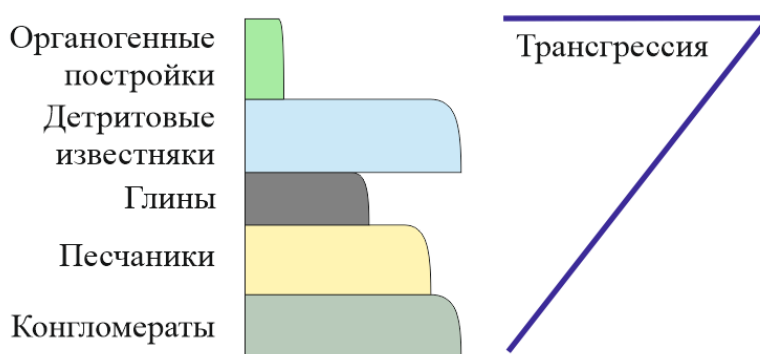


Рисунок 28. Трансгрессивная часть обломочно-карбонатного цикла, построенного для судакской свиты

Литологическая характеристика изученных пород, позволяет применить к ним обломочно-карбонатный цикл (рис. 28). В нем явно отмечается трансгрессия при переходе от терригенных пород к карбонатным.

В разрезах (рис. 29) выделены трансгрессивно-регрессивные циклы. Регрессивная часть цикла представляет собой обратную последовательность слоев трансгрессивного цикла (рис. 28).

Трансгрессия сопровождается в нижней части цикла переходом от конгломератов к глинам. Происходит снижение гидродинамической активности, так как базис волнового воздействия поднимается и происходит накопление в волновой тени, образованной рифом. Далее смена терригенного комплекса на карбонатный. Переход постепенный – в глинах и песках отмечается повышение известковистости. В волновой тени на шлейфе рифа образуются детритовые известняки. Далее следует риф.

Полностью данная последовательность в прямом или обратном порядке не была обнаружена. Частные разрезы представляют собой чередование отдельных частей обломочно-карбонатного цикла, на основе чего можно сделать вывод о постоянной многократной смене периодов обмеления и наступления моря. Были построены кривые колебания уровня моря, выделены трансгрессивно-регрессивные максимумы, обстановки осадконакопления, в которых накапливались осадки, преобразованные в процессе седиментации и преобразованные постседиментационными процессами в осадочные породы, которые были изучены в ходе полевых работ. На основе этого была проведена корреляция двух разрезов (рис. 29).

Выделены трансгрессивно-регрессивные циклы для двух сводных колонок: 4 штуки в первой, 3 – во второй; проведена их корреляция (рис. 29). Все максимумы трансгрессии соответствуют кровлям коралловых известняков. Регрессивные максимумы находятся внутри цикла, началом и концом которого является органический коралловый известняк, изохронам могут соответствовать слои, сложенные детритовыми известняками или терригенными породами.

На фоне этих циклов, в целом, в разрезах наблюдается общая регрессия, что противоречит литературным данным. Это, вероятнее всего, связано с существованием на одной небольшой территории (Крыма) множества различных обстановок осадконакопления, причем постоянно меняющихся по своему расположению на поверхности.

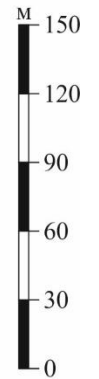
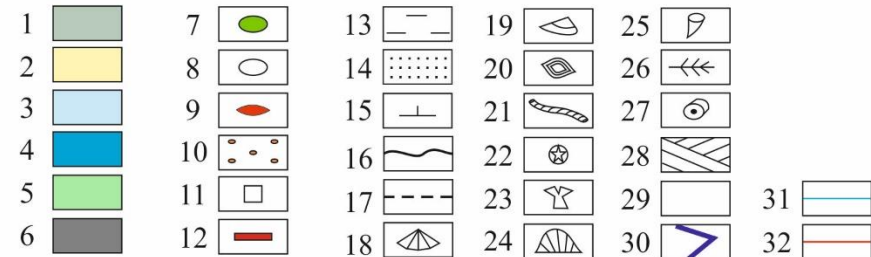
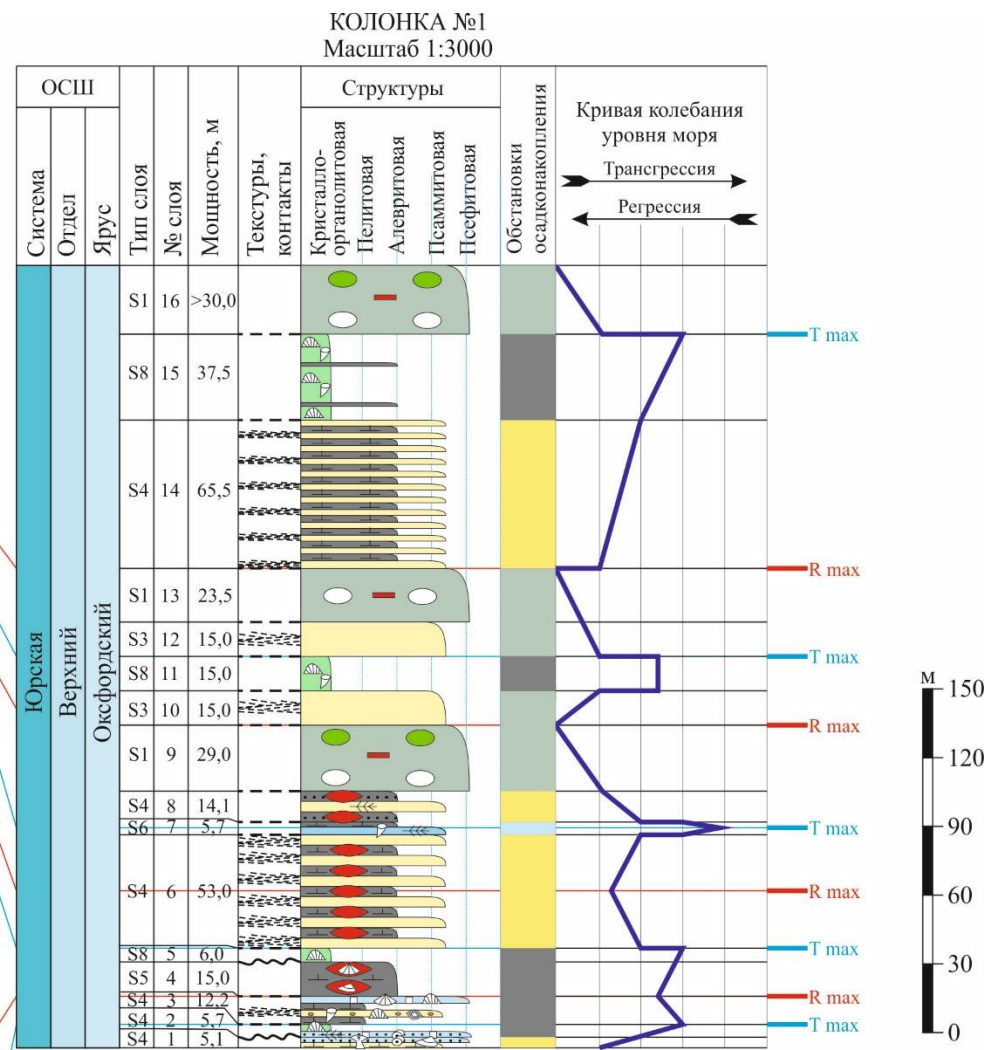
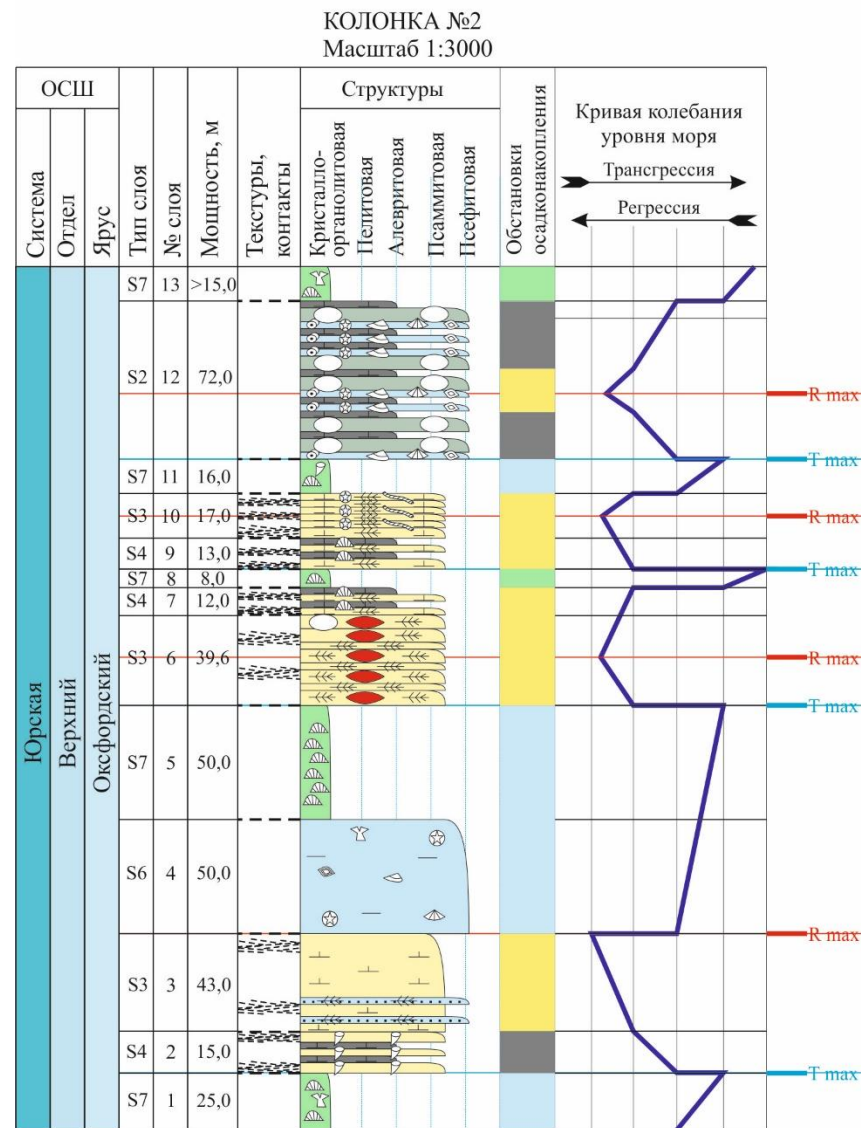




Рисунок 29. Схема корреляции сводных разрезов в масштабе 1:3000

Условные обозначения: 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – гранулярные карбонаты, 4 – микритовые карбонаты, 5 – автохтонные биогенные карбонаты, 6 – глины и аргиллиты, 7 – галька и гравий вулканогенно-осадочных и интрузивных пород, 8 – галька и гравий кварца, 9 – железисто-карбонатные конкреции, 10 – ожелезненные литокласты и детрит, 11 – выделения сульфидов, 12 – ожелезнение, 13 – глинистая примесь, 14 – песчаная примесь, 15 – известковая примесь, 16 – волнистая межслоевая поверхность, 17 – постепенный переход между слоями, 18 – брахиоподы, 19 – двустворчатые моллюски, 20 – бентосные фораминиферы, 21 – серпулы, 22 – морские ежи, 23 – водоросли, 24 – колониальные кораллы, 25 – одиночные кораллы, 26 – растительный детрит, 27 – криноидеи, 28 – косая разнонаправленная слойчатость, 29 – массивная текстура пород, 30 – линия колебания уровня моря, 31 – линия максимума трансгрессии, 32 – линия максимума регрессии

### 3.3 Обстановки осадконакопления и эволюция палеогеографической обстановки

Анализ разреза, латеральных изменений слоев, морфологии органогенных построек позволяет предположить наиболее вероятным существование в оксфордском веке на изученной территории зарифовой лагуны (рис. 30), в которую происходил довольно активный снос терригенного материала с суши.

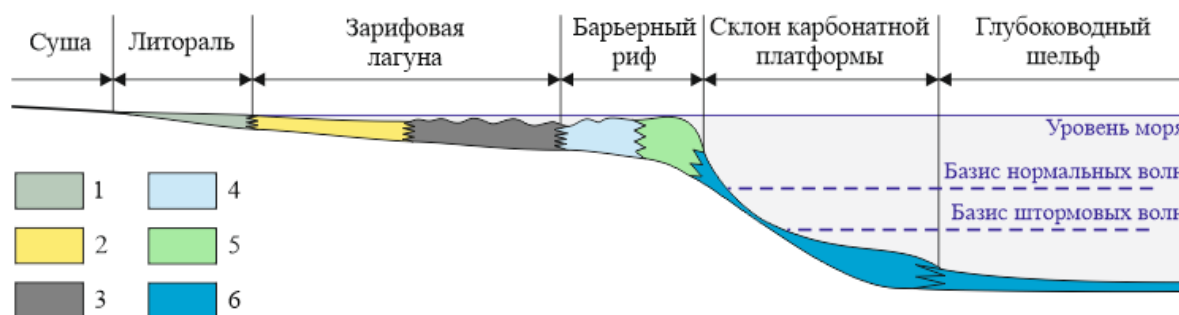


Рисунок 30. Общая седиментологическая модель зарифовой лагуны, существовавшей в поздней юре на территории Горного Крыма: 1 – пляж лагуны, 2 – подвижное мелководье лагуны, 3 – малоподвижное мелководье лагуны, 4 – тыловой шлейф барьерного рифа, 5 – барьерный риф, 6 – предрифовые глубоководные фации

Для седиментологической модели было выделено пять обстановок осадконакопления от наиболее мелководной, пляжа лагуны, к наиболее далекой от суши – барьерного рифа, также все обстановки, относящиеся к зарифовому мелководью, были объединены в одну. Здесь происходит смена от суши к морю терригенных отложений карбонатными, а внутри терригенных происходит переход от крупной фракции к более мелкой (Уилсон, 1975).

Пляж лагуны сложен полимиктовыми конгломератами, встречаются песчаники (типы слоев S1, S4). В подвижном мелководье лагуны в основном накапливались мелко-среднезернистые осадки (песчаники), благодаря активной гидродинамике образовались линзовидно-полосчатые чередования песчаников и алевролитов, можно встретить чередования известняков детритовых с конгломератами и глинами (типы слоев S2, S3, S4). В связи с низкой гидродинамикой в малоподвижной зоне лагуны накапливались тонкодисперсные осадки, литифицированные в глины, также встречаются чередования песчаников, глин, конгломератов, детритовых известняков; в условия такой гидродинамики существовали патч-риффы (типы слоев S2, S5, S8). Тыловой шлейф рифа представлен детритовыми известняками (тип слоя S6). Барьерный риф представлял собой крупное по мощности и протяженности тело, превращенное в результате седиментологических и

катагенетических процессов в сильно перекристаллизованные коралловые известняки (тип слоя S7).

Для отображения эволюции палеогеографической ситуации были построены четыре палеогеографические схемы, отражающие ситуацию на поздних и ранних максимумах регрессии (рис. 32, 34) и трансгрессии (рис. 31, 33).

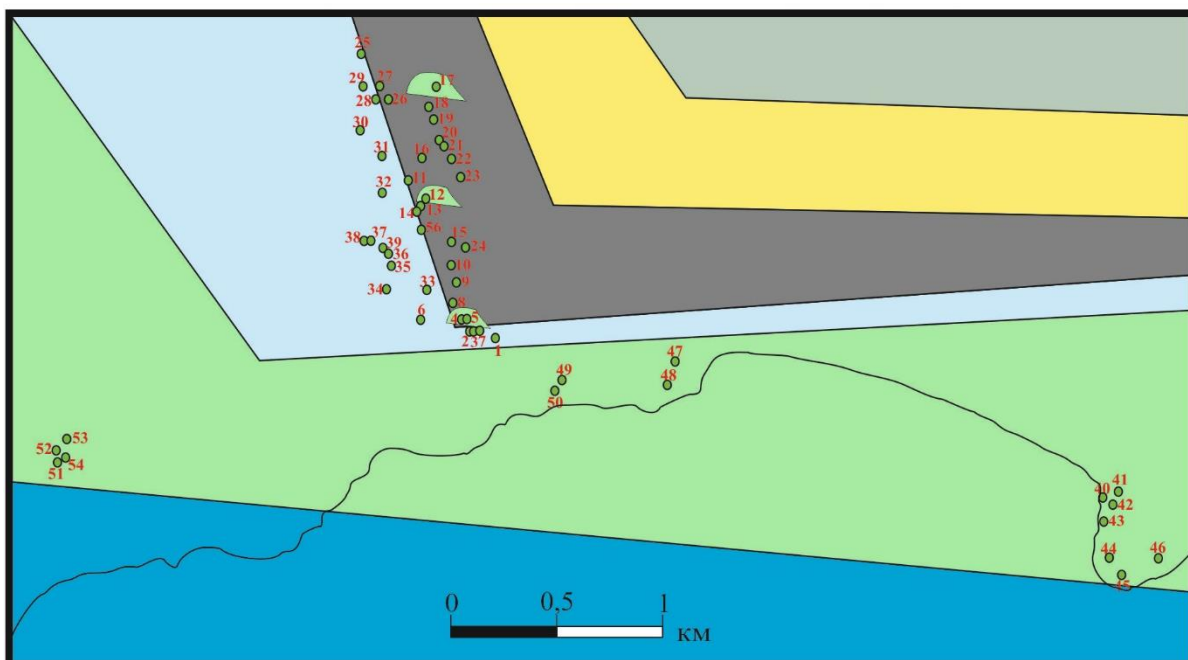


Рисунок 31. Палеогеографическая ситуация во время трансгрессий в начале формирования судакской свиты: 1 – пляж лагуны, 2 – подвижное мелководье лагуны, 3 – малоподвижное мелководье лагуны, 4 – шлейф рифа, 5 – барьерный риф, 6 – предрифовое глубоководье, 7 – патч-риффы

Далее уровень моря понижается, происходит регрессия (рис 32).

В начале формирования судакской свиты обстановки осадконакопления и береговая линия простираются в субширотном направлении. Барьерный риф занимает большую часть территории.

На поздних периодах формирования судакской свиты наблюдается изменение простираения береговой линии, теперь оно идет с северо-запада на юго-восток (рис. 33, 34).

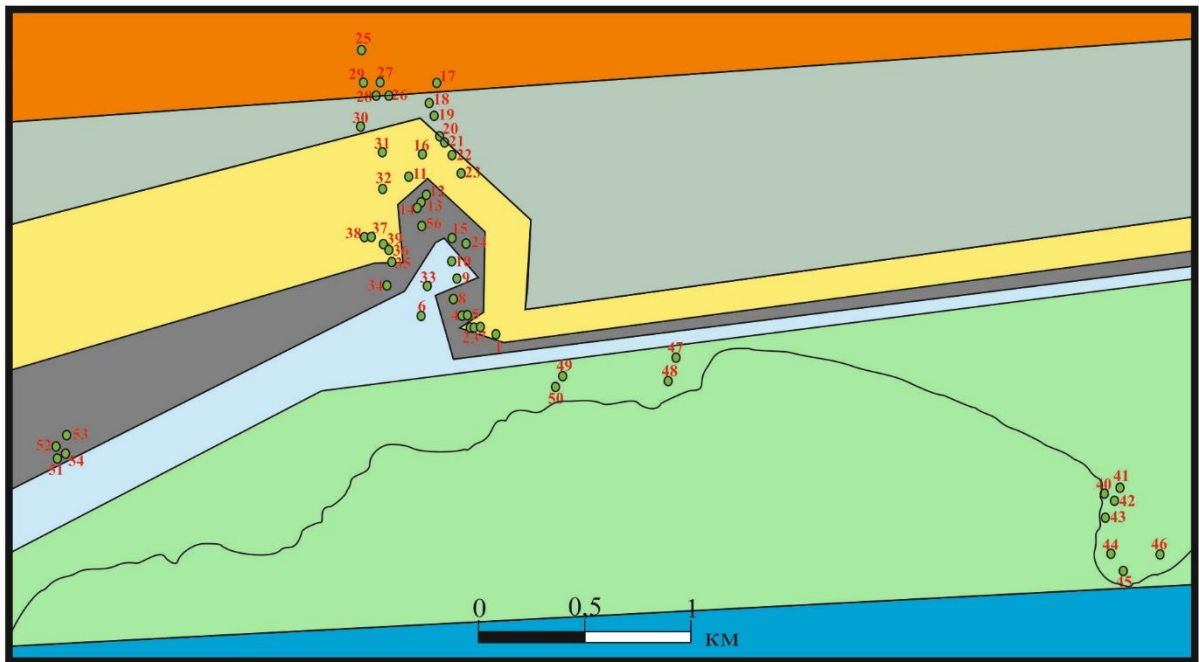


Рисунок 32. Палеогеографическая ситуация во время регрессий в начале формирования судакской свиты: 1 – суша, 2 – пляж лагуны, 3 – подвижное мелководье лагуны, 4 – малоподвижное мелководье лагуны, 5 – шлейф рифа, 6 – барьерный риф, 7 – предрифовое глубоководье

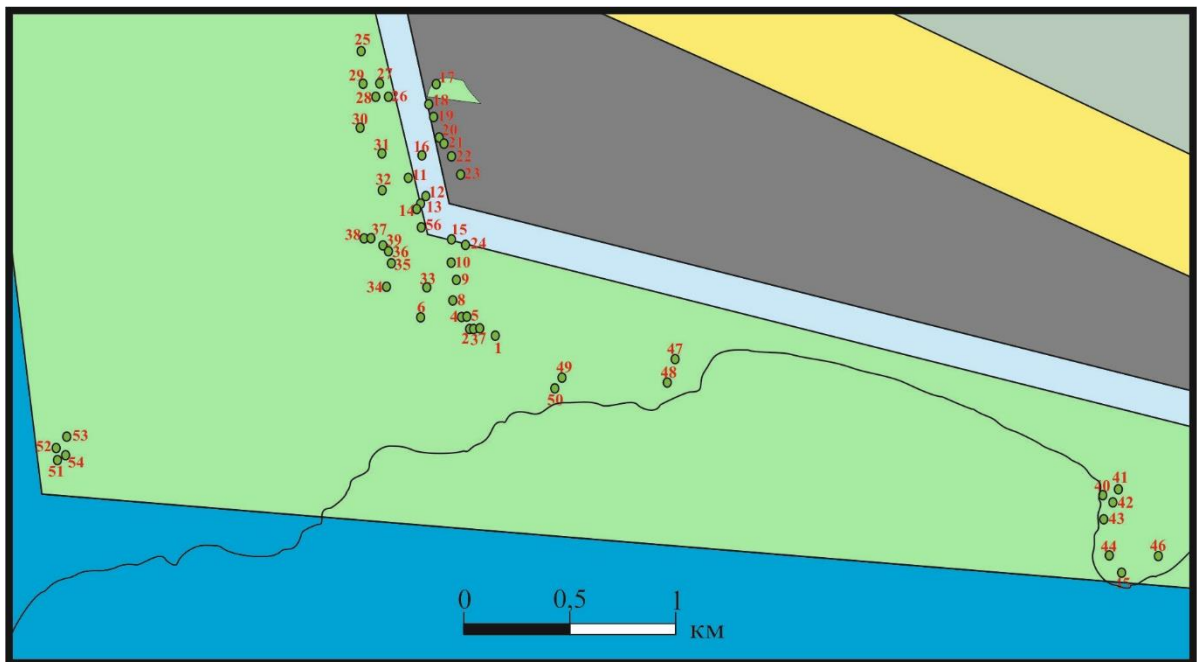


Рисунок 33. Палеогеографическая ситуация во время трансгрессий в конце формирования судакской свиты: 1 – пляж лагуны, 2 – подвижное мелководье лагуны, 3 –

малоподвижное мелководье лагуны, 4 – шлейф рифа, 5 – барьерный риф, 6 – предрифовое глубоководье, 7 – патч-риффы

Кроме изменения простирания обстановок осадконакопления, можно отметить, что за время формирования судакской свиты происходит общая трансгрессия моря, суша смещается на северо-восток, как и барьерный риф.

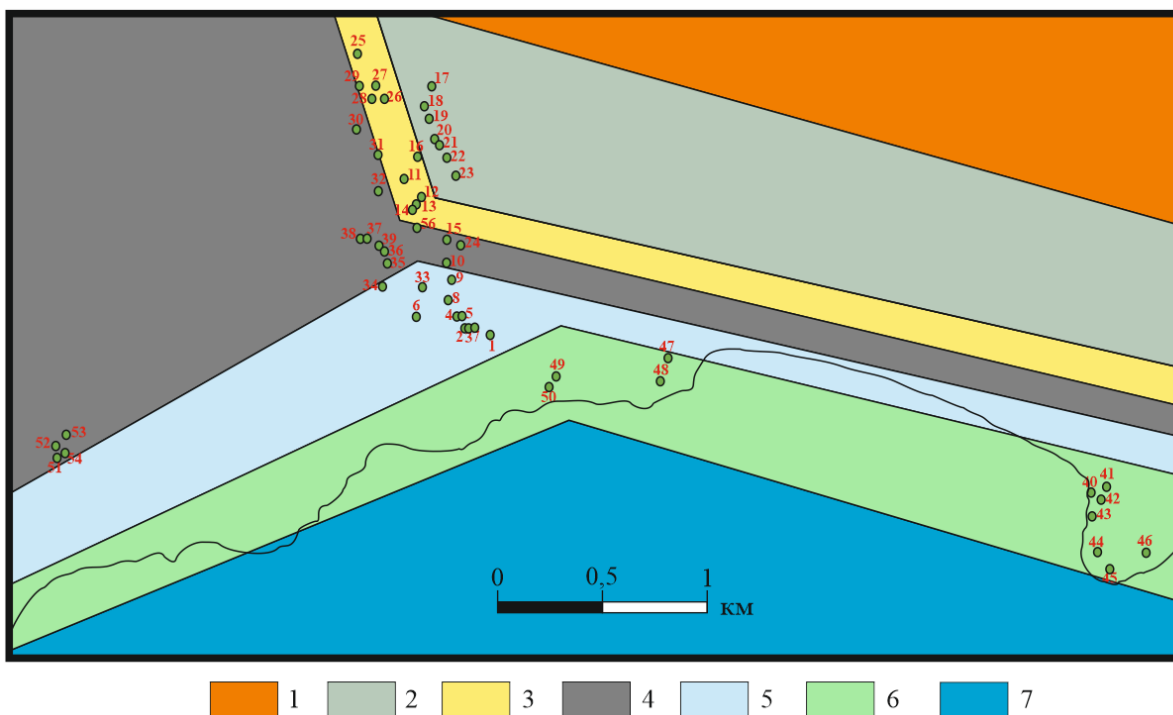


Рисунок 34. Палеогеографическая ситуация во время регрессий в конце формирования судакской свиты: 1 – суша, 2 – пляж лагуны, 3 – подвижное мелководье лагуны, 4 – малоподвижное мелководье лагуны, 5 – шлейф рифа, 6 – барьерный риф, 7 – предрифовое глубоководье

Схемы отражают миграцию обстановок осадконакопления на северо-восток и общее их простирание с северо-запада на юго-восток. Продолжим эти обстановки на Черноморский шельф, сохранив это простирание (рис. 35).

Такая аппроксимация позволяет предполагать, что в оксфордское время в северной части вала Шатского существовал барьерный риф, который точно так же мигрировал на северо-восток, значит, карбонатные массивы должны встречаться повсеместно в северной части поднятия Шатского.

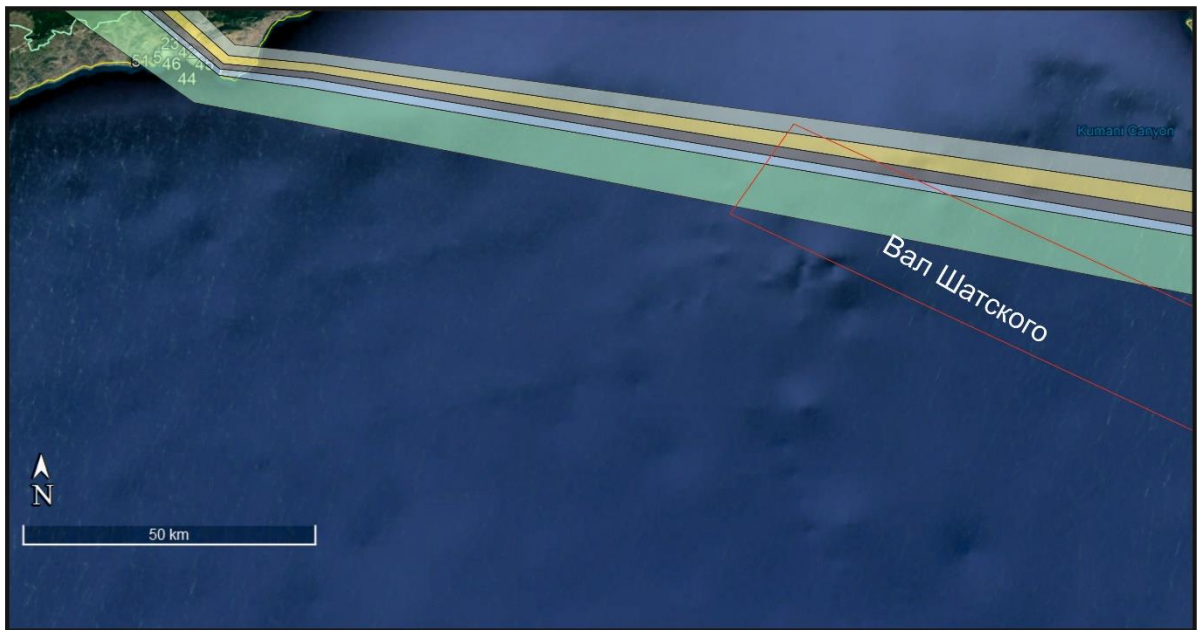


Рисунок 35. Палеогеографическая схема обстановок осадконакопления масштаба 1:100 000: 1 – пляж лагуны, 2 – подвижное мелководье лагуны, 3 – малоподвижное мелководье лагуны, 4 – шлейф рифа, 5 – барьерный риф

В послеюрское время этот риф был погребен под глубоководными осадками, отвечающим предрифовым обстановкам, которые существовали на территории вала Шатского в позднем мезозое и кайнозое.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы были обобщены результаты полевых исследований разрезов судакской свиты южных отрогов г. Перчем, юго-западных отрогов г. Сокол, юго-западного побережья мыса Алчак, южного побережья Генуэзской крепости в окрестностях города Судак и последующих камеральных работ. На их основе построены частные разрезы, проведена их корреляция и составлены сводные разрезы по профилям К.К. Фохта (Vogt, 1897). Построены седиментологическая модель, палеогеографические схемы.

Выполнение этих задач, анализ их результатов в совокупности с изучением научной литературы позволили уточнить строение верхнеюрских отложений города Судак, относящиеся к судакской свите; реконструировать условия их формирования (выделены основные литологические типы слоев, проведена корреляция сводных разрезов по трансгрессионно-регрессивным циклам, построена седиментологическая модель бассейна осадконакопления и история его эволюции в период формирования Судакской свиты).

Спрогнозировано наличие рифогенных коллекторов в пределах северо-западной части вала Шатского: в его разрезе должны встречаться породы-коллекторы идентичные по строению и условиям формирования коралловым постройкам, изученным в ходе полевых работ.

Верхнеюрский разрез шельфа Черного моря обладает рядом особенностей, позволяющих говорить о его потенциальной нефтегазоносности. Литологический состав пород (наличие рифогенных построек-коллекторов и глинисто-флюидоупоров) и структурные особенности (складчатость – образование антиклинальных ловушек) говорят в пользу сделанных выводов. Общая палеогеографическая схема позволяет утверждать, что барьерный риф существовал на территории вала Шатского в оксфордское время. В последующие геологические эпохи этот риф был погребен более глубоководными отложениями, накопившимися и сформировавшимся на фоне общей трансгрессии моря. Это так же подтверждается данными, полученными по результатам морских сейсморазведочных работ (Афанасенков и др., 2007).

В разрезе вала Шатского прослеживаются все элементы нефтеносной структуры: потенциально нефтематеринские породы нижней-средней юры, карбонатные рифогенные коллекторы верхней юры, глинисто-карбонатные покрышки верхнего мела.

Результаты работы так же позволяют предположить наиболее вероятную гипотезу природы залегания оксфордских известняков в Горном Крыму, о которой ведутся дискуссии почти целый век.

Данные, полученные в ходе проведения данного исследования, говорят в пользу модели М. В. Муратова: считалось и считается, что верхнеюрские известняки расположены на месте своего образования (Муратов и др., 1960). Они налегают на отложения позднего триаса – средней юры и имеют стратиграфические контакты, в том числе и с перекрывающими нижнемеловыми породами. В соответствии с конкретной геологической обстановкой стратиграфические контакты рассматривались как согласные, несогласные или ингрессионные (Габдуллин и др., 2018; Юдин, 2011).

Известно, что нефтегазопоисковые работы на шельфе Чёрного моря активно ведутся; активно изучается (сейсмическими методами, а в последнее время и бурением) верхнеюрский стратиграфический уровень (Глумов и др., 2014). Дальнейшее изучение в доступных разрезах потенциальных пород-коллекторов с помощью инструментальных методов анализа и непосредственных наблюдений в обнажениях позволит уточнить отдельные аспекты недостаточно изученного вопроса нефтегазоносности Черного моря.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимова Г.В. Состояние изученности и проблемы исследования стратотипов юры Горного Крыма // Вестник Харьковского национального университета. Серия «Геология. География. Экология». – Киев. 2015. – №1157, выпуск 42. – С. 11-19
2. Анфимова Г.В. Стратотипические разрезы мезозоя Горного Крыма (геологические, литолого-стратиграфические особенности и природно-заповедные аспекты). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологических наук: 04.00.21. – Национальная академия наук Украины. – Киев. 2016. – 303 с.
3. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. – 172 с.
4. Бискэ Ю. С. Геология России. СПб.: Издательство С.-Петербургского ун-та, 2019, 228 с.
5. Габдуллин и др. Стратиграфическая схема расчленения дочетвертичных отложений Центрального Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – Москва. 2017. – №4. – С. 8-14.
6. Габдуллин и др. Строение и условия формирования келловей-оксфордских отложений в районе Судакской бухты (Крым) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2018. – № 3.
7. Габдуллин и др. Строение и условия формирования отложений беденекирской свиты (титонский ярус) Горного Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2017. – № 6.
8. Глумов И. Ф., Гулев В. Л., Сенин Б. В., Карнаухов С. М. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон / Под ред. Б. В. Сенина. Часть 1. – М.: ООО «Издательский дом Недра», 2014, 279 с.
9. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982, 182 с.
10. Карлов Н. Н. Оксфордские биогермы восточной части Крыма // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1963, с. 41-45.
11. Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий: учебник для студ. учреждений высш. проф. образования. М.: Академия, 2011, 240 с., с илл.
12. Краснов Е.В. Кораллы в рифовых фациях мезозоя СССР. М.: Наука, 1983, 192 с.

13. Лукин А. Е. Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотнённых кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2007 (2), с. 1-21.
14. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюл. Моск. Общества испытателей природы. Отделение геологии. – 2009. – Т. 84, вып. 3.
15. Михайлова М.В. Строение и условия образования оксфордских биогермов в районе г. Судака // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1959. – № 5.
16. Муратов М.В., Сидоренко А.В. Геология СССР. Том 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1969.
17. Рогов М.А. Очерк стратиграфии средней-верхней юры судакского сегмента Горного Крыма (приложение к статье: Милеев С.В., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Положение палеовулкана Карадаг в структуре Горного Крыма) // в: Морозова А.Л., Гнубкин В.Ф. (ред.) Карадаг. История, геология, ботаника, зоология (Сборник научных трудов, посвящённый 90-летию Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского и 25-летию Карадагского природного заповедника). Книга 1. Симферополь: Сонат, 2004. С.84-93., рис.5, 2 фототабл.
18. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ., М., Недра, 1980, 463 с. – Пер. изд.: ФРГ, 1975.
19. Успенская Е. А. Стратиграфия верхней юры Горного Крыма – Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе, 1967.
20. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. – Симферополь.: ДИАЙПИ, 2011, 336 с. с илл.
21. Юдин В.В. Геодинамическая эволюция Черноморско-Каспийского региона // Тезисы Международной научно-технической конференции « Геология, ресурсы, перспективы освоения нефтегазовых недр Прикаспийской впадины и Каспийского региона» Российский гос. университет нефти и газа, Москва, 2007. С.37-39.
22. Юдин В. В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Издание второе, дополненное. Санкт-Петербург, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
23. Юдин В.В. Геология Крыма на основе геодинамики. (Научно-методическое пособие для учебной геологической практики).- Сыктывкар, 2000, 43 с.

24. Cecca F., Martin Garin B., Marchand D., Lathuiliere B., Bartolini A. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222, 2005, p. 10–32.
25. Geister J., Lathuiliere B., Yudin S. Late Jurassic coral reefs and their paleo-relief at Sudak (South coast of Crimea Peninsula, Ukraine) // *X International Congress on Fossil Cnidaria and Porifera. Abstracts*, 2007, p. 38.
26. Vogt C. Le jurassique a Soudak / Guide des excursions du VII Congres Geol. Intern. St. Petersburg, 1897.
27. Marcin Krajewski, Felix Schlagintweit. Crescentiella-microbial-cement microframeworks in the Upper Jurassic reefs of the Crimean Peninsula. *Facies*, 2018.
28. Selley Richard C. *Applied sedimentology*, 200