



Стронций в подземных водах

В монографии проведен общий анализ формирования стронцийсодержащих подземных вод в пределах Мезенской синеклизы. Охарактеризовано пространственное распределение стронция в горных породах, подземных и поверхностных водах; даны количественные оценки подземного химического стока стронция при растворении и выщелачивании карбонатных и сульфатных горных пород на исследуемой территории; выявлены факторы и процессы, контролирующие химический сток стронция и формирование стронцийсодержащих подземных вод; приведены общие сведения о влиянии стронция на организм человека; оценены возможности практического использования подземных вод на площадях с повышенными содержаниями стронция в водах. Монография рассчитана в первую очередь на ученых естественно-научных специальностей (геологов, гидрогеологов, географов, биологов, экологов и пр.), а также для аспирантов и студентов.

Елена Викторовна Полякова

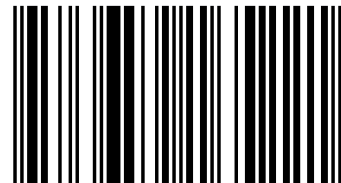
# Стронций в подземных водах Мезенской синеклизы

Монография



**Елена Викторовна Полякова**

Полякова Елена Викторовна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории глубинного геологического строения и динамики литосферы Института экологических проблем Севера Уральского отделения Российской академии наук. Автор более 40 научных статей, в том числе 2 монографий. Специалист в области геоэкологии.



978-3-659-16522-1

Полякова



**Елена Викторовна Полякова**

**Стронций в подземных водах Мезенской синеклизы**



**Елена Викторовна Полякова**

**Стронций в подземных водах  
Мезенской синеклизы**

**Монография**

**LAP LAMBERT Academic Publishing**

## **Impressum/Imprint (nur für Deutschland/only for Germany)**

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Coverbild: [www.ingimage.com](http://www.ingimage.com)

Verlag: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG  
Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland  
Telefon +49 681 3720-310, Telefax +49 681 3720-3109  
Email: [info@lap-publishing.com](mailto:info@lap-publishing.com)

Herstellung in Deutschland:  
Schaltungsdienst Lange o.H.G., Berlin  
Books on Demand GmbH, Norderstedt  
Reha GmbH, Saarbrücken  
Amazon Distribution GmbH, Leipzig  
**ISBN: 978-3-659-16522-1**

## **Только для России и стран СНГ**

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Изображение на обложке предоставлено: [www.ingimage.com](http://www.ingimage.com)

Издатель: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG  
Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Germany  
Телефон +49 681 3720-310, Факс +49 681 3720-3109  
Email: [info@lap-publishing.com](mailto:info@lap-publishing.com)

Напечатано в России  
**ISBN: 978-3-659-16522-1**

АВТОРСКОЕ ПРАВО ©2012 принадлежат автору и LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG и лицензиарам  
Все права защищены. Saarbrücken 2012

## Содержание

<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1.</b>	
<b>Общая характеристика стронция</b> .....	7
1.1. Стронций как химический элемент.....	7
1.2. История открытия и области применения стронция.....	10
1.3. Месторождения стронция в России.....	14
<b>Глава 2.</b>	
<b>Краткая характеристика геолого-гидрогеологических условий Мезенской синеклизы</b> .....	25
2.1. Общая характеристика Мезенской синеклизы.....	25
2.2. Особенности геологического строения.....	28
2.3. Особенности гидрогеологических условий.....	39
<b>Глава 3.</b>	
<b>Количественные характеристики развития стронцийсодержащих вод в пределах Мезенской синеклизы</b> .....	49
3.1. Методика опробования подземных и поверхностных вод, горных пород.....	49
3.2. Распределение стронция в горных породах и подземных водах.....	52
3.3. Распределение стронция в поверхностных водах.....	57
3.4. Количественные оценки химического стока ионов $Sr^{2+}$ , $Ca^{2+}$ , $SO_4^{2-}$ , $HCO_3^-$ .....	61
3.4.1. Закономерности распределения величин модулей подземного стока.....	61
3.4.2. Химический сток $Sr^{2+}$ , $Ca^{2+}$ , $SO_4^{2-}$ , $HCO_3^-$ .....	66
3.4.3. Оценка интенсивности растворения сульфатных и карбонатных пород.....	75
<b>Глава 4.</b>	
<b>Факторы, контролирующие развитие стронцийсодержащих подземных вод</b> .....	87
4.1. Состав водовмещающих пород.....	87
4.1.1. Распределение карбонатов по разрезу.....	90

4.1.2. Распределение сульфатов по разрезу.....	92
4.2. Возраст водовмещающих пород.....	95
4.3. Мощность и состав перекрывающих отложений.....	96
4.4. Состав атмосферных осадков.....	98
4.5. Химический состав подземных вод.....	99
4.6. Интенсивность подземного стока.....	102
4.7. Инфильтрационные свойства пород.....	104
4.8. Интенсивность сульфатного и карбонатного карста.....	106

## **Глава 5.**

### **Формирование стронцийсодержащих подземных вод в пределах**

#### **Мезенской синеклизы.....113**

5.1. Зависимость содержания стронция в подземных водах от других компонентов.....	114
5.2. Зависимость содержания стронция в подземных водах от их минерализации.....	128
5.3. Геохимические особенности миграции стронция.....	131
5.4. Геохимические барьеры, способствующие осаждению стронция.....	132
5.5. Общая схема формирования стронцийсодержащих подземных вод.....	139

## **Глава 6.**

### **Экологические и методические аспекты практического использования**

#### **стронцийсодержащих подземных вод.....143**

6.1. Подземные воды как фактор, определяющий здоровье населения.....	143
6.2. Общие сведения о влиянии стронция на организм человека.....	147
6.3. Кальций-стронциевое отношение в подземных водах Мезенской синеклизы.....	151
6.4. Некоторые рекомендации по использованию стронцийсодержащих подземных вод.....	154

#### **Заключение.....159**

#### **Библиография.....163**

## Введение

Известно множество факторов окружающей среды, негативно сказывающихся на здоровье человека. Для северных регионов страны наиболее важными являются дефицит тепла и освещенности, резкая смена фотопериодичности и напряженный иономагнитный режим из-за близости магнитного полюса Земли (Добродеева, 2010). Немаловажным фактором, воздействующим на здоровье человека, является качество потребляемой питьевой воды. По данным Всемирной организации здравоохранения, примерно 25 % всех болезней обусловлено загрязнением окружающей среды и в значительной степени воды, используемой в питьевых целях (Биненко, 2003).

Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 11.07.2000 г. № 5 «О коррекции качества питьевой воды по содержанию биогенных элементов» констатирует, что качество питьевой воды во многих регионах ухудшается. Более 20 % проб воды, поступающей потребителю из разводящей сети, не отвечает гигиеническим требованиям по санитарно-химическим показателям (Онищенко, 2002). Однако принятие решений, разработка и реализация действий на основе существующих экологических и гигиенических нормативов нецелесообразно, т. к. большинство из последних, если не все, недостаточно обоснованы. Необходимый эффект может быть получен только при параллельном изучении состояния здоровья населения и объектов окружающей среды, в частности вод, используемых и годных к использованию в питьевых целях, в отношении конкретной территории. Аналогичное мнение высказывают и другие авторы (Балюлин и др., 2003). Имеется определенный опыт в проведении подобных работ, но чаще всего дело ограничивается пассивным экспериментом на не всегда достаточном объеме испытаний.

В предлагаемой монографии проведен анализ формирования стронцийсодержащих подземных вод в пределах Мезенской синеклизы.



Методика анализа формирования подземных вод артезианских бассейнов с учетом их естественно-исторических условий к настоящему времени разработана довольно детально в трудах многих авторов (Бабинец, 1961; Бунеев, 1944; Валяшко, 1954, 1955, 1962, 1977; Всеволожская, 1976; Всеволожский, 2007; Зайцев, 1961, 1972, 1986; Зверев, 1967, 1982, 1997, 2006; Игнатович, 1948; Коротков, 1972, 1979, 1981, 1983; Крайнов, 1987, 1994, 2004; Макаренко, 1970; Малов, 1980, 1983, 2000, 2003, 2004; Пиннекер, 1977; Питьевая, 1978; Посохов, 1969, 1975, 1985; Самарина, 1963, 1977, 1979; Смирнов, 1974, 1979; Толстихин, 1975; Шварцев, 1996, 1997, 2000 и др.)

По проблеме содержания стронция в подземных водах и возможности использования этих вод для практических целей имеется ряд работ и публикаций (Богданова, 2003, 2004; Богданова и др., 2005; Богомолов и др., 1970; Ворошилов, 1970; Грабовников и др., 1977; Дворкин-Самарский и др., 1983; Денисов, 1999; Маковский, 2006; Малов, 2000, 2001, 2002; Миграция..., 1974; Сонненфелд, 1988; Шварцев, 1998; Юдович и др., 1980; Faure и др., 1972; Strontium..., 2004; Sundquist, 1993; Turekian, 1964), но их количества явно недостаточно для полного освещения проблемы.

Для исследуемого же региона (северо-западной части Мезенской синеклизы) характерна очень слабая освещенность проблемы формирования стронцийсодержащих подземных вод, за исключением некоторых авторских публикаций (Полякова, 2003, 2006, 2007, 2008, 2009, 2012; Полякова и др., 2004, 2005).

Вместе с тем, стронций является биологически активным элементом. Попадая в организм человека, он изоморфно замещает кальций в костной ткани, что приводит к деформации костной системы в целом. Особенно опасно потребление подземных вод с кальций-стронциевым отношением меньше 100, что является гидрогеохимической предпосылкой Уровской эндемии (болезни Кашина-Бека).

При проведении серии геолого-разведочных работ ОАО «Архангельскгеология» установлена довольно широкая распространенность

стронция в подземных водах Мезенской синеклизы. Концентрации его в водных источниках, используемых для водоснабжения значительного количества городов и районных центров Архангельской области, существенно превышают предельно-допустимые нормы. В связи с этим возникают проблемы использования этих вод для питьевых и лечебных целей. Появляется необходимость нахождения участков с минимальными содержаниями стронция в водах или же – способов очистки подземных вод от этого компонента.

Изучение проблемы формирования стронцийсодержащих подземных вод способствует появлению более обоснованных представлений о способах ее разрешения.



# Глава 1.

## Общая характеристика стронция

### 1.1. Стронций как химический элемент

**Стронций** – химический элемент II группы периодической системы Д.И. Менделеева (рис. 1), относится к подгруппе щелочноземельных металлов. Это металл серебристо-белого цвета, сравнительно мягкий, легко режется ножом. Его важнейшие константы приведены в табл. 1 (Аналитическая химия стронция, 1978).

Периоды	Ряды	Г Р У П П Ы Э Л Е М Е Н Т О В																		Значение по Менделееву									
		I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		a											
1	1	H водород 1,008																		He гелий 4,003	2								
2	2	Li литий 6,941	Be бериллий 9,012	B бор 10,811	C углерод 12,011	N азот 14,007	O кислород 15,999	F фтор 18,998											Ne неон 20,179	10									
3	3	Na натрий 22,99	Mg магний 24,312	Al алюминий 26,982	Si кремний 28,086	P фосфор 30,974	S сера 32,064	Cl хлор 35,453											Ar аргон 39,948	18									
4	4	K калий 39,102	Ca кальций 40,08	Sc скандий 44,956	Ti титан 47,88	V ванадий 50,942	Cr хром 51,996	Mn марганец 54,938	Fe железо 55,845	Co кобальт 58,933	Ni никель 58,7																		
	5		Cu медь 63,5	Zn цинк 65,39	Ga галлий 69,72	Ge германий 72,59	As мышьяк 74,922	Se селен 78,96	Br бром 79,904										Kr криптон 83,8	36									
5	6	Rb рубидий 85,468	Sr стронций 87,62	Y иттрий 88,905	Zr цирконий 91,22	Nb ниобий 92,906	Mo молибден 95,94	Tc технеций 98	Ru рутений 101,07	Rh родий 102,906	Pd палладий 106,4																		
	7		Ag серебро 107,868	Cd кадмий 112,411	In индий 114,818	Sn олово 118,69	Sb сурьма 121,75	Te теллур 127,6	I йод 126,905										Xe ксенон 131,3	54									
6	8	Cs цезий 132,905	Ba барий 137,34	La-Pr лантаноиды		Hf hafний 178,49	Ta тантал 180,948	W вольфрам 183,85	Re рений 186,207	Os осмий 190,2	Ir иридий 192,22	Pt платина 195,09																	
	9		Au золото 196,967	Hg ртуть 200,59	Tl таллий 204,37	Pb свинец 207,19	Bi висмут 208,98	Po полоний 209	At астат 210										Rn радон 222	86									
7	10	Fr франций 223	Ra радий 226	89-103 актиноиды		104 Rf резерфордий 261	105 Db дубний 262	106 Sg сиборгий 263	107 Bh борий 264	108 Hn ханей 265	109 Mt мейтнерий 266	110																	
		Высшие оксиды		R <sub>2</sub> O	RO	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	RO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	RO <sub>3</sub>	R <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	RO <sub>4</sub>																		
		Летучие водородные соединения					RH <sub>4</sub>	RH <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> R	HR																			
Л А Н Т А Н О И Д Ы																													
57	La лантан 138,905	58	Ce церий 140,12	59	Pr празодим 140,908	60	Nd неодим 144,24	61	Pm прометей 145	62	Sm самарий 150,4	63	Eu европий 151,96	64	Gd гадолий 157,25	65	Tb тербий 158,925	66	Dy диспрозий 162,5	67	Ho гольмий 164,93	68	Er эрбий 167,26	69	Tm тулий 168,934	70	Yb ytterбий 173,04	71	Lu лютеций 174,967
А К Т И Н О И Д Ы																													
89	Ac актиний 227	90	Th торий 232,038	91	Pa протактиний 231	92	U уран 238,029	93	Np нептуний 237	94	Pu плутоний 244	95	Am амерций 243	96	Cm курий 247	97	Bk берклий 247	98	Cf калiforniaй 251	99	Es эйнштейний 254	100	Fm фермий 257	101	Md мendelevium 258	102	No нобелий 259	103	Lr лоуренсий 260

Рис. 1. Положение стронция в периодической системе Д.И. Менделеева

Таблица 1

## Основные свойства элемента стронция

Строение внешнего электронного слоя атома	$5s^2$
Радиус атома, нм	0,215
Энергия ионизации $\text{Э} \rightarrow \text{Э}^+$ , эВ	5,69
Плотность, г/см <sup>3</sup> (при 20 °С)	2,63
Температура плавления, °С	770
Температура кипения, °С	1380

В природе встречается в виде смеси 4 стабильных изотопов:  $\text{Sr}^{84}$ ,  $\text{Sr}^{86}$ ,  $\text{Sr}^{87}$ ,  $\text{Sr}^{88}$ , содержание которых составляет соответственно 0,56, 9,86, 7,02 и 82,56 %. Содержание стронция в земной коре составляет  $(4,0-4,5) \cdot 10^{-2} \%$  (Щербина, 1972). В табл. 2 приведено содержание стронция в главных типах магматических и осадочных пород по (Аналитическая..., 1978; Эмсли, 1993; Turekian, 1964).

Таблица 2

## Содержание стронция в литосфере (в главных типах пород, почвах и воде)

Объект	Содержание Sr, мг/кг
Лунный грунт базальт (кристаллическая порода) реголит (рыхлый поверхностный материал)	110-145 (445) 90-170
Хондритные метеориты	10-12
Литосфера (в среднем)	340
Изверженные породы ультраосновные (дуниты и др.) основные (базальты, габбро и др.) средние (диорит, андезит) кислые (граниты, гранодиориты и др.) щелочные (сиениты)	1-100 80-465 800 100-440 200-570
Осадочные породы глины и сланцы песчаники карбонатные породы	200-900 20-26 470-1900
Глубоководные осадки карбонаты глины	2075 180-710

Почвы	300
Воды	
океанические и морские	8-13
речные	0,23
подземные минерализованные	до 50

Стронций содержится также в организме животных и растениях. В среднем концентрации стронция в живом организме составляют порядка 0,002 %. Морские водоросли способны накапливать стронций из воды, в них содержания стронция колеблются от 0,05 до 15 % (считая золу).

В магматических породах стронций не образует самостоятельных минералов, а находится в рассеянном состоянии благодаря изоморфизму с кальцием. В щелочных породах, отличающихся более высокими концентрациями стронция, последний входит в состав целого ряда аксессуарных минералов.

Известно более 30 минералов, содержащих стронций, и, кроме того, целый ряд минералов, в которых он присутствует в качестве изоморфной примеси, таких как баритоцелестин, кальцитостронцианит, апатит, лопарит и др. В табл. 3 приведены основные стронциевые минералы. Большинство из них встречаются в природе крайне редко и не представляют практического интереса. Промышленными являются только два минерала – целестин и стронцианит. В свободном виде не встречается (Аналитическая..., 1978; Овчинников, 1990).

Таблица 3

#### Минералы стронция

Класс	Название минерала	Химический состав	Содержание SrO, %
Окислы	Пандаит	$(\text{Ba}, \text{Sr})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6 \times \text{H}_2\text{O}$	6,4
Фториды	Ярлит	$\text{NaF}(\text{SrF}_2)_3(\text{AlF}_3)_3$	35,6
Карбонаты	Стронцианит	$\text{SrCO}_3$	70,2
	Бербанкит	$\text{Na}_2(\text{Ce}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Ca})_4(\text{CO}_3)_5$	19,42
	Карбоцернаит	$(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba})\text{CO}_3$	12,43
	Анкилит	$\text{SrCe}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \times \text{H}_2\text{O}$	≤22

Сульфаты	Целестин	$\text{SrSO}_4$	56,42
Фосфаты	Беловит	$(\text{Sr}, \text{Ce}, \text{Na})_{10}(\text{P}_6\text{O}_{24})(\text{OH})_2$	33,6
	Стронций-апатит	$\text{Sr}_6\text{Ca}_4(\text{P}_6\text{O}_{24})(\text{F}, \text{OH})_2$	46,06
	Ферморит	$(\text{Ca}, \text{Sr})_5[(\text{P}, \text{As})\text{O}_4]_3(\text{F}, \text{OH})$	9,93
	Беггильдит	$\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{Al}_2(\text{PO}_4)\text{F}_9$	31,89
	Палермоит	$(\text{Li}, \text{Na})_4\text{SrAl}_9(\text{PO}_4)_8(\text{OH})_9$	9,2
	Гаецит	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \times \text{H}_2\text{O}$	$\leq 22,45$
	Сванбергит	$\text{SrAl}_3(\text{SO}_4)(\text{PO}_4)(\text{OH})_6$	24,43
Люсюнгит	$(\text{Sr}, \text{Pb})\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \times \text{H}_2\text{O}$	$\sim 14$	
Ванадаты	Дельриоит	$\text{CaSrV}_2\text{O}_6(\text{OH})_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$	$\leq 25,0$
	Сантафеит	$\text{Na}_2\text{Mn}_2(\text{MnSr})_6\text{V}_6\text{O}_{26} \times 8\text{H}_2\text{O}$	6,0
Бораты	Витчит	$\text{SrB}_6\text{O}_{10} \times 2\text{H}_2\text{O}$	$\leq 32,45$
	Кургантаит	$(\text{Sr}, \text{Ca})_2(\text{B}_4\text{O}_8) \times \text{H}_2\text{O}$	37,48
	Стронциоджинорит (волковит)	$(\text{Sr}, \text{Ca})_2(\text{B}_{14}\text{O}_{23}) \times 8\text{H}_2\text{O}$	$\leq 20$
	Стронциогильгардит	$(\text{Ca}, \text{Sr})_2[\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2\text{Cl}]$	20,25
	Стронциоборит	$[(\text{Ca}, \text{Sr})\text{O}]_4(\text{MgO})_2(\text{B}_2\text{O}_3)_{12} \times 9\text{H}_2\text{O}$	21,6
Силикаты	Лампрофиллит	$\text{Na}_4\text{Sr}_2\text{Fe}_2\text{Ti}_4\text{Si}_6\text{O}_{25}\text{F}_2$	$\leq 14,6$
	Нордит	$\text{Na}_3\text{CeSrMn}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$	7,4
	Бревшшерит	$(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_2 \times 5\text{H}_2\text{O}$	8,99

## 1.2. История открытия и области применения стронция

Стронций был открыт в конце XVIII века. Своим названием элемент обязан небольшой шотландской деревушке Стронциан. В 1787 году в ее окрестностях был найден редкий минерал, названный стронцианитом. Исследования английских химиков А. Кроуфорда и Т. Хопа, немецкого химика М. Клапрота и других ученых, заинтересовавшихся новым минералом, свидетельствовали о том, что в нем присутствует «земля» (оксид) неизвестного в то время науке металла. Уже в 1792 году Т. Хопу удалось представить убедительные доказательства существования нового элемента, который был назван стронцием (в русской литературе начала XIX века встречались и другие названия: стронтий, стронциан, стронтиян).

К числу первооткрывателей стронция можно отнести и русского химика Т.Е. Ловица. В том же 1792 году он обнаружил «стронциановую землю» в минерале барите. Но будучи чрезвычайно осторожным, ученый решил не торопиться с выводами, а провести еще более тщательные опыты. Когда же они были закончены и Ловиц подготовил к публикации статью «О стронциановой земле в тяжелом шпате», оказалось, что было уже поздно: до России дошли иностранные химические журналы с результатами исследований Хопа, Клапрота и других зарубежных ученых.

Знакомство ученых с чистым стронцием состоялось спустя несколько лет, в 1808 году, когда англичанин Г. Дэви сумел впервые выделить этот легкий (легче алюминия) серебристо-белый металл в свободном виде.

С химическими же соединениями стронция человек познакомился задолго до описываемых событий. Еще в Древней Индии при совершении священных обрядов в полумраке храмов внезапно вспыхивали таинственные красные огни, наводившие суеверный страх на молящихся. Разумеется, всемогущий Будда был меньше всего причастен к этой иллюминации, зато его верные служители – жрецы, видя испуганные лица своих подопечных, потирали руки от удовольствия. Чтобы добиться такого эффекта, они смешивали соли стронция с углем, серой и бертолетовой солью, прессовали смесь в шарики или пирамиды, а в нужный момент незаметно поджигали. Должно быть, «патент» на такую смесь принадлежал жрецам Бенгалии (одной из индийских провинций), поскольку за этими огнями прочно закрепилось название «бенгальских».

На протяжении многих веков свойство летучих соединений стронция придавать пламени ослепительно яркий красный цвет использовалось в пиротехнике. В России, например, во времена Петра I и Екатерины II без «потешных огней» не обходилось ни одно мало-мальски значительное торжество. В наши дни праздничные салюты и фейерверки также широко применяются на различных праздниках и мероприятиях.



Но пиротехнические способности «металла красных огней», как называл стронций академик А.Е. Ферсман, нужны не только для развлечений: разве можно подсчитать, сколько человеческих жизней было спасено благодаря сигнальным ракетам, которые при кораблекрушениях, вспыхивая во мраке над океаном, указывали судам, спешащим на помощь, местонахождение тех, кто потерпел бедствие.

Окрашивание пламени долгое время оставалось единственным занятием стронция. Но вот на рубеже XIX и XX веков химики обнаружили, что он может проявить себя на другом поприще – в сахарном производстве: с его помощью удалось заметно повысить извлечение сахара из свекольной патоки – мелассы. Но спустя несколько лет нашелся более дешевый исполнитель этой роли – кальций, и стронций вынужден был уступить ему. Любопытно, что в последнее время ставится вопрос о возрождении стронциевого метода обессахаривания мелассы, так как выход сахара в этом случае примерно на 20 % выше.

Можно назвать еще много областей, в которых стронций с большим или меньшим успехом пробовал свои силы. Metallургам, например, он помогал очищать сталь от газов и вредных примесей. В производстве глазурей этот элемент позволил обойтись без ядовитых соединений свинца, который к тому же и более дефицитен. В стекольной промышленности стронций (точнее, его оксид) приобрел известность как заменитель дорогостоящих материалов при изготовлении стекловолокна и стекол различного назначения. Синтетические кристаллы титаната стронция по игре и блеску граней способны конкурировать с бриллиантами.

Присутствие стронция в портландцементе повышает его влагоустойчивость, что особенно важно при строительстве гидросооружений. В радиотехнике и электронике этот металл применяют для оксидирования катодов электронных ламп и в качестве газонаполнителя в вакуумной технике, в частности при изготовлении диэлектриков и сегнетоэлектриков. Стронциевые соединения входят в состав люминофоров, малярных красок, консистентных смазок, отличающихся высокой стойкостью (Венецкий, 1980).

Основная область потребления стронция в подавляющем большинстве стран – стекла для катодно-лучевых трубок (КЛТ) цветного телевидения и мониторов ПК (>70 % суммарного потребления). От 10 до 15 % стронция применяется для производства ферритов (керамических магнитов), остальное – в пиротехнике (5 %), пигментах и наполнителях (3 %), электролизе цинка (2 %) и прочих областях (4 %). В перспективе ожидается сокращение потребления стронция в главной области его применения – КЛТ в связи с их заменой на жидкокристаллические дисплеи или плазменные технологии, которые не требуют применения стронция. Это уже реализуется в развитых странах, однако активный рост производства КЛТ в Китае вызвал новый виток роста потребления стронция. Считается, что еще достаточно долго в Китае и развивающихся странах будет пользоваться спросом дисплеи с КЛТ, которые намного дешевле альтернативных устройств.

Перспективными областями применения стронция в современном мире являются автомобилестроение, где могут использоваться сплавы стронция с алюминием, отличающиеся повышенной твердостью, производство модификаторов для алюминиевого литья, электроника (фотомагнитные элементы памяти), лазерная техника (активные материалы для твердотельных лазеров), производство высокотемпературной сверхпроводящей керамики (Левченко и др., 2011).

Широкие перспективы открываются перед радиоизотопами стронция. Их используют в производстве атомных электрических батарей для космических ракет и искусственных спутников Земли. Принцип действия таких батарей основан на способности стронция-90 излучать электроны, обладающие большой энергией, преобразуемой затем в электрическую. Радиостронциевые элементы, соединенные в миниатюрную батарейку (размером со спичечную коробку), способны безотказно служить без перезарядки 15-25 лет. Швейцарские часовщики, например, с успехом используют крохотные стронциевые батарейки для питания электрочасов.

Радиоактивный стронций нашел применение в качестве изотопного индикатора при исследовании кинетики различных процессов. Именно этим методом в опытах с животными установили, как ведет себя стронций в живом организме: где преимущественно он локализуется, каким образом участвует в обмене веществ и так далее. Он применяется также в качестве источника излучения при лучевой терапии. Аппликаторами со стронцием-90 пользуются при лечении глазных и кожных болезней. Препараты стронция-90 применяют в дефектоскопах, в устройствах для борьбы со статическим электричеством, в некоторых исследовательских приборах.

Известен стронций-рубидиевый метод определения возраста древних горных пород, обладающий большой точностью и достоверностью (Венецкий, 1980; Таубе и др., 1961).

### **1.3. Месторождения стронция в России**

Как сказано выше, из более чем 30 стронцийсодержащих минералов лишь собственно стронциевые целестин и стронцианит встречаются в значительных концентрациях и могут иметь самостоятельное промышленное значение (табл. 4). Еще 4 минерала можно отнести к перспективным для извлечения из них стронция.

Выделяются следующие главные генетические типы стронциевых месторождений: магматогенный, карбонатитовый, гидроминеральный (минерализованные воды и рассолы), осадочный (седиментационно-диагенетический и эпигенетический). Чаще всего встречаются и имеют промышленное значение осадочные месторождения (преимущественно целестиновые, реже – стронцианитовые). На их долю приходится более 97 % мировых запасов стронция (Бурков и др., 1999; Левченко и др., 2007).

Таблица 4

## Промышленные и перспективные стронцийсодержащие минералы

Класс	Минерал	Формула	Содержание SrO в минерале, %
Промышленные			
Карбонаты	Стронцианит	$\text{SrCO}_3$	70,20
Сульфаты	Целестин	$\text{SrSO}_4$	56,42
Перспективные для освоения			
Окислы	Таусонит	$\text{SrTiO}_3$	50,50
Фосфаты	Гояцит	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \times \text{H}_2\text{O}$	42,68
	Сванбергит	$\text{SrAl}_3(\text{SO}_4)(\text{PO}_4)(\text{OH})_6$	22,40
Бораты	Стронциоборит	$4(\text{Ca},\text{Sr})\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot 12\text{B}_2\text{O}_3 \times 9\text{H}_2\text{O}$	21,66

Большинство добывающих стран экспортируют целестиновые концентраты для последующей переработки, товарной продукцией для которой является в основном углекислый стронций ( $> 96\% \text{SrCO}_3$ ), в меньшей степени – нитрат, хлорид, оксид стронция и его другие соединения.

Ведущими производителями углекислого стронция являются Германия, Мексика, Испания, Япония (Barium/strontium carbonate..., 2005; Mineral Commodity Summaries, 1998-2006; Strontium..., 2004). В целом производство стронциевой продукции за рубежом можно охарактеризовать как весьма активное (Левченко и др., 2007).

В России, на сегодняшний день, сырьем для получения стронция является апатитовый концентрат. В целом, по общему потреблению стронция Россия отстает от развитых стран в 5-10 раз. До начала 1990-х годов потребление оставалось достаточно стабильным – 10-12 тыс. т, но потребность промышленности не удовлетворялась, и спрос на 30-40 % покрывался импортом целестинового концентрата из Ирана и Турции. В 2000-х гг. произошел резкий спад потребления стронция, в основном из-за снижения выпуска отечественных цветных кинескопов (Левченко и др., 2006). Состояние

разведанности и технологической изученности стронциевых месторождений России низкое и находится в основном на стадиях поисковых и оценочных работ.

На сегодняшний день основные запасы оксида стронция (SrO) содержатся в рудах месторождений, расположенных в пределах Мурманской и Пермской областей (рис. 2).

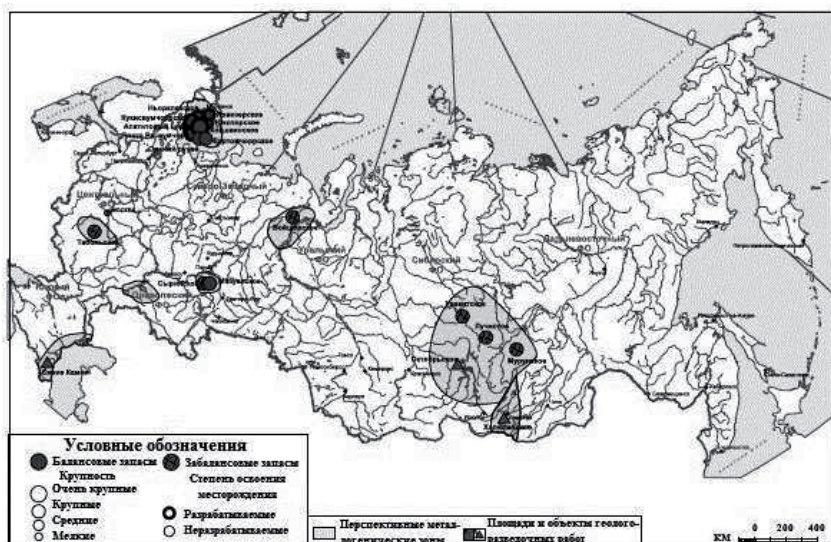


Рис. 2. Минерально-сырьевая база стронция России

В Мурманской области они учитываются в основном как попутный компонент в комплексных рудах: более 99 % запасов сосредоточено в апатит-нефелиновых месторождениях (8 месторождений: Юкспорское, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр, Ньоркпахкское, Коашвинское, Кукисвумчорское, Партомчоррское и Олений Ручей) и менее 1 % – в лопаритовых и целестиновых рудах. В распределенном фонде недр числятся 6 разрабатываемых апатитовых месторождений Хибин и Ловозерское лопаритовое, где стронций учитывается как попутный компонент. Содержание стронция в апатите в пересчете на SrO колеблется в пределах 3-4 %. Лопаритовые руды Ловозерского месторождения

комплексные, стронций в них присутствует в виде изоморфной примеси в лопарите и апатите. Содержание оксида стронция в лопарите колеблется в пределах 0,7-3,1 % и в руде 0,003-0,14 %.

Содержание SrO в целестиновых рудах Мазуевского месторождения в Пермской области составляет 9,4 %. По отношению к суммарным балансовым запасам РФ они составляют менее 1 %.

В целом для потребностей страны содержание SrO в рудах месторождений незначительное, по сравнению с месторождениями, разрабатываемыми за рубежом (Левченко и др., 2006, 2007, 2011).

В табл. 5 приведено распределение запасов стронция по промышленным типам руд в России.

Прогнозные ресурсы SrO на 01.01.2006 г. составляли 161 млн. т (по оценке ИМГРЭ). Они сосредоточены в месторождениях собственно стронциевых (целестиновых) и стронций-бариевых руд и приведены в табл. 6.

Министерством природных ресурсов России прогнозные ресурсы стронция не утверждались (Левченко и др., 2007).

Наиболее перспективны по содержанию стронция и технологическим свойствам эпигенетические целестиновые руды, выявленные только в ***Предкавказской (Дагестанской) провинции***, где известно 4 месторождения и 7 крупных рудопроявлений верхнеюрского\_мелового возраста. Это единственная в России крупная стронциеносная провинция с относительно богатыми рудами, близкими к разрабатываемым за рубежом в большей степени, чем другие российские объекты.

Наиболее детально изученное **месторождение Синие Камни**, запасы которого отнесены к забалансовым, выявлено на высоте 1200-1700 м на малопродуктивных землях. Рудное тело протяженностью 3 км представляет собой пластообразную, согласную с вмещающими породами залежь целестиновых руд мощностью до 5 м. Вмещающие породы – известняки. Содержание SrO – около 10 %, в отдельных блоках до 18,5 %. Руды

вкрапленные, целестин часто образует гнезда, содержание его в породе до 25-50 % (аналог Табольского месторождения в Тульской области).

Таблица 5

Распределение запасов стронция по промышленным типам руд

Промышленные типы руд, месторождение	Число месторождений	Среднее содержание SrO в руде, %	Балансовые запасы, тыс. т		Главные полезные компоненты (второстепенные)	Примечание
			всего	SrO		
Апатит-нефелиновые, Хибинское (Мурманская обл.)	8	1,22	3282729,0	40009,3	P (Sr, TR)	Производственные мощности рассчитаны на извлечение до 12000 т/год SrCO <sub>3</sub>
Лопаритовые, Ловозерское (Мурманская обл.)	1	0,08	104176,0	78,3	Ta, Nb, TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Sr)	Sr не извлекается
Целестиновые, Мазуевское (Пермская обл.)	1	9,4	833,0	78,3	Sr	Два горизонта: один для открытой разработки, второй на глубине 60-90 м для скважинной гидродобычи (СГД)
Всего по Российской Федерации	10	-	3387738,0	40165,9	-	-

Таблица 6

## Прогнозные ресурсы стронция в России

Месторождение, местоположение	Типы руд	Прогнозные ресурсы, SrO, тыс. т	Среднее содержание SrO в руде, %	Главные полезные компоненты (второстепенные)	Примечание
Сыринское (Пермская обл.)	Целестиновые	6000	7,8	Sr	Предварительно оцененное
Табольское (Тульская обл.)	Целестиновые	227	7,8	Sr	Флюсовые известняки
Синие Камни и др. (Республика Дагестан)	Целестиновые	11680 (по 8 объектам)	7,2-28,9	Sr	По ТЭО временных кондиций запасы признаны забалансовыми
Вайшорское (Ямало-Ненецкий АО)	Целестин-баритовые	400	8,5	Ba, Sr	Открытая добыча до уровня реки
Мурунское (Иркутская обл.)	Таусонит-баритовые	30	12,0	Sr, Ba, Ti	Планируемый уровень добычи – 3000 т руды в год, Достигнутый – 400 т
Октябрьское (Иркутская обл.)	Целестиновые	1700	28,0	Sr, Fe, Cu	Резервное по Fe-рудам
Лучистое (Иркутская обл.)	Халькопирит-пирит-целестиновые	2000	20,0	Sr (Pb,Cu)	Предварительно оцененное
Увакитское (Красноярский край)	Целестиновые	8380	26,7	Sr	То же
Халютинское (Республика Бурятия)	Бастнезит-барит-стронцианитовые	20000	10,17	Sr, Ba, TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	В 1998-2002 гг. проведены поисково-оценочные работы



На соседних площадях выявлены Кули-Миэрское, Вицхикское, Анджигойское и месторождения, идентичные по строению и составу руд Синим Камням, но с более высоким содержанием SrO (до 25 %). Месторождения расположены в горной области Дагестана, отработка возможна подземным (штольни) способом. При обогащении возникает проблема утилизации большого объема карбонатного продукта.

В *Предуральской провинции* имеются два месторождения: **Мазуевское** и **Сыринское**. Оба приурочены к сульфатно-карбонатным отложениям нижней перми и представлены диагенетическим типом руд. Общие запасы целестиновых руд оцениваются в 10,92 млн. т, оксида стронция 1,15 млн. т, ресурсы – 118,29 млн. т (9,46 млн. т SrO). Целестиновые руды легко обогащаются с получением высококачественного целестинового концентрата. Перспективы недр Пермской области на выявление новых месторождений стронция весьма высокие.

В *Тульско-Рязанской провинции* на площади 21 тыс. км<sup>2</sup> выявлено 28 рудопроявлений девонского возраста. Предварительно разведано **Табольское месторождение** целестиновых руд. Рудные тела мощностью 0,5-7,7 м линзовидной формы залегают в известняках. Целестин распространен во вмещающих породах крайне неравномерно, интерес представляют жеоды и крупные гнезда целестина, где его содержание достигает 18-32 % (редко выше). Мощность вскрыши до 12 м. Вкрапленные руды содержат 5-6 % оксида стронция (9-11 % целестина), среднее содержание SrO по месторождению 7,9 % (14 % целестина). Руды легко обогащаются с получением кондиционного концентрата. Вредные примеси (барит и др.) отсутствуют, кроме большого количества CaO, так как вмещающими породами являются известняки.

Более выдержанный характер оруденения намечается на продолжении провинции по югу Рязанской области. При освоении месторождения проблемой станет реализация значительных объемов известняка, без чего экономика предприятия значительно ухудшается.

В месторождениях стронций-бариевых карбонатитовых руд **Восточной Сибири** сосредоточено до 20 % прогнозных ресурсов. Открыты они более 20 лет назад, однако на фоне сравнительно богатых и доступных месторождений Средней Азии не привлекли к себе должного внимания. Содержание SrO в них достигает 14-20 % (Халютинское месторождение в Бурятии, Мурунский массив в Иркутской области) и даже 25-35 % (Октябрьское и Лучистое месторождения). Особый интерес из этой группы представляют месторождения Мурунского массива и Халютинское месторождение.

**Мурунское** (карбонатное) **месторождение** расположено в 1600 км от г. Иркутска, в 160 км севернее БАМ, в 200 км от районного центра г. Бодайбо. Связь осуществляется только авиатранспортом (вертолетами). Район высокогорный, характеризуется полным бездорожьем. Руды месторождения по минералогическому составу уникальные, не имеют аналогов в мире. Они состоят из таусонита ( $\text{SrTiO}_3$ ) и бенстонита ( $(\text{Ba,Sr,Ca})\text{CO}_3$ ). Вмещающие породы – Ca-Mg-карбонатиты. Среднее содержание оксида стронция 7,11 %, BaO – 26,70 %,  $\text{TiO}_2$  – 0,9 %,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,65 %. Ресурсы руды для открытого способа добычи оценены в 400 тыс. т (28 тыс. т оксида стронция). Уникальность состава руд позволяет использовать их без предварительного обогащения в цветной и черной металлургии.

**Октябрьское железорудное месторождение** расположено в 20 км севернее БАМ, в 160 км от г. Братска. Предварительно разведано. В осадочных породах мульды проседания (отложения кратерных озер) выявлены и предварительно оценены железо-медно-стронциевые руды. Главный рудный минерал – целестин. Среднее содержание оксида стронция в недрах 28 % (55 % целестина), прогнозные ресурсы богатых руд оценены в 5 млн. т. Руды содержат 31 % оксидов железа, 8,5 % BaO и 1,13 % CuO. Ввиду высокой глинистости они трудно обогащаются, а механическими методами кондиционные (85 % целестина и более) концентраты с низким содержанием барита, меди и железа получить не удалось.

**Лучистое месторождение** расположено на севере Иркутской области, в бассейне р. Н. Тунгуски. Район не освоен, малонаселен. Месторождение оценено на стадии поисковых работ, технологических исследований по обогащению руд не проводилось. Руды целестиновые (18-36 % целестина, 10-20 % SrO), содержат также галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. Прогнозные ресурсы целестиновых руд для открытого способа добычи оценены в 0,5-1 млн. т.

**Увакитское месторождение** площадью 68,5 тыс. км<sup>2</sup> расположено в Центральной части Средне-Сибирского плоскогорья на междуречье Н. Тунгуски и Чуни и входит в Эвенкийский национальный округ Красноярского края (Байкитский, Илимпейский районы). Район исследования расположен в области многолетнемерзлых грунтов мощностью от 60 м на юго-западе до 120 м на северо-востоке. Наличие мерзлоты и небольшая мощность деятельного слоя затрудняют горные работы. Рудовмещающая структура представляет собой оваловидное в плане и круто погружающееся на глубину тело воронкообразной формы, сложенное в различной мере измененными породами. Месторождение оценено на стадии поисковых работ, технологических исследований по обогащению руд не проводилось. Руды целестиновые (26,7 % SrO), содержат также барит, гетит и гидрогетит. Прогнозные ресурсы целестиновых руд оценены в 8380 тыс. т SrO.

В Республике Бурятия выявлено и предварительно оценено **Халютинское месторождение** стронцианита, включающее 5 участков. Месторождение приурочено к бассейну р. Халюты в Юго-Западном Забайкалье и занимает площадь около 3 км<sup>2</sup>. Редкоземельно-барит-стронцианитовые руды месторождения спорного генезиса представлены вулканическими карбонатитовыми телами позднемезозойского возраста, имеющими плащеобразную форму, дайками и жилами, пространственно сопряженными с дайками шонкинитов и сиенитов. Прогнозная оценка ресурсов – 2 млн. т SrO при среднем содержании SrO 10,17 % и BaO – 1,7 млн. т до 8,42 %.

В Республике Тыва выявлено и предварительно разведано **месторождение Карасуг**. Руда радиоактивная, труднообогатимая, комплексная, содержит гематит, барит, флюорит, целестин, бастнезит и др. Экономические показатели освоения месторождения неудовлетворительные.

В Ямало-Ненецком АО выявлено и предварительно оценено **Войшорское месторождение** барита, расположенное в 3 км от поселка Полярный и в 2 км от железной дороги. Содержание барита по разным источникам колеблется от 10 до 65 %, кальцита 10-25 %, кремнезема 15-35 %, целестина 0,5-15 %, стронцианита 1-20 %. Мощность рудных тел 4,7 м. Для открытого способа добычи (карьер глубиной 70 м) запасы руды оценены в 650 тыс. т с содержанием барита 50 %, минералов стронция 28 % (182 тыс. т). До уровня р. Сось (глубина карьера 25 м) запасы руды оценены в 260 тыс. т (примерно 70-80 тыс. т стронциевых минералов). Руд, не требующих обогащения (более 80 % барита и стронциевых минералов), может быть добыто 20-26 тыс. т.

В Ямало-Ненецком АО выявлено также **рудопоявление Поур-Кеу** с прогнозными ресурсами барита 7 млн. т (27,5 % минерала) и 210 тыс. т целестина (17,5 % минерала). Руды требуют обогащения (Бурков и др., 1999; Левченко и др., 2006, 2011; Линде, 1991).

Известно также Вихтовское рудопоявление целестина в карбонатной толще верхнепермских отложений по р. Пинеге в Архангельской области (Полякова, 2008). Детально данное месторождение описано в Главе 3 (раздел 3.2).

Таким образом, в перспективе минерально-сырьевая база стронция России представляется достаточно слабой, по сравнению с зарубежными странами. Наиболее перспективными являются Табольское и Мурунское (карбонатное) месторождения, уникальный состав руд которых позволяет использовать их без предварительного обогащения в цветной и черной металлургии, а также Мазуевское месторождение, из целестиновых концентратов которого получен высококачественный карбонат стронция (Бурков и др., 1999; Левченко и др., 2006, 2011; Линде, 1991).



## Глава 2.

### Краткая характеристика геолого-гидрогеологических условий Мезенской синеклизы

#### 2.1. Общая характеристика Мезенской синеклизы

Мезенская синеклиза – одна из крупных структур Восточно-Европейской платформы (рис. 3), площадью 300 тыс. км<sup>2</sup> (Гаврилов, 1981).

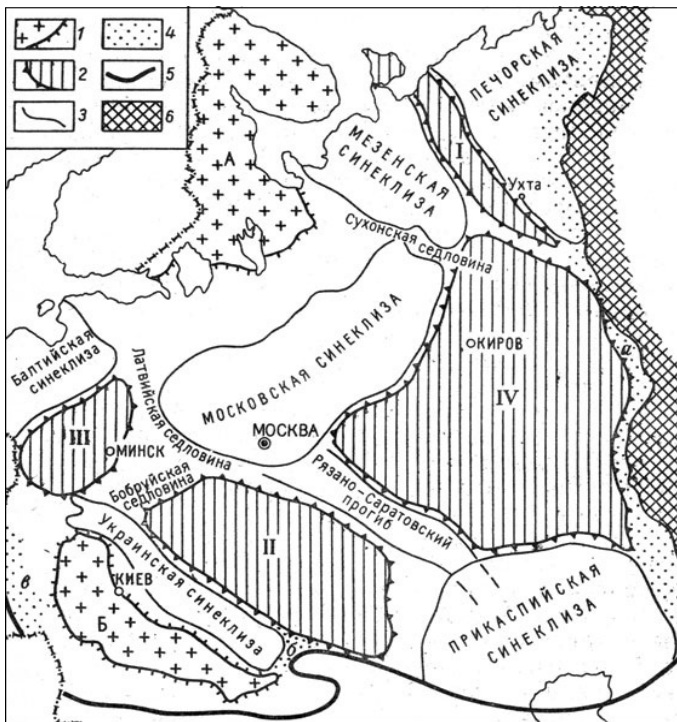


Рис. 3. Положение Мезенской синеклизы в пределах Восточно-Европейской платформы:

1 – шиты: А – Балтийский, Б – Украинский, или Азово-Подольский; 2 – региональные поднятия: I – Тиманская гряда, II – Воронежский массив, III – Белорусский массив, IV – Волго-Уральская антеклизы; 3 – границы синеклиз; 4 – передовые прогибы: а – Прудуральский, б – Предонецкий, в – Предкарпатский; 5 – южная граница платформы; 6 – Урал

Синеклиза располагается к востоку от Балтийского щита, восточной границей принято считать складчатое сооружение, которое отделяет ее от Тимано-Печорской плиты. С юго-востока синеклиза ограничена склонами Сысольского свода, относящегося к Волго-Уральской антеклизе. Через Сухонский прогиб фундамента Мезенская синеклиза соединяется с Московской, Сухонский прогиб (седловина) является частью Среднерусского авлакогена, лежащего в основании сопряженных частей обеих синеклиз.

Осадочный чехол состоит из трех структурных ярусов (этажей) – синрифтового (рифей), синеклизного (венд-кембрий) и плитного (палеозой-мезозой), причем на долю двух первых приходится 75-80 % общего объема осадочного чехла.

В рифее накопление осадочного материала происходило вдоль восточной окраины Восточно-Европейского континента – области современного Тимана и прилегающих к ней с востока районов. В районе Тимана сформировалась линза рифейских осадков мощностью до 12 км. По составу осадков выделяется ряд зон, характерных для проградирующих в сторону океана пассивных окраин. Западная зона, обращенная к Мезенской синеклизе, представлена мелководно-морскими терригенными образованиями. Осевая зона Тимана, сложенная карбонатно-терригенными и карбонатными биогермными фациями, вероятно, является естественной границей шельфовой зоны. К востоку от нее со стороны Печорской плиты отложения рифея состоят из тонкозернистых образований, практически не содержащих песчаников и конгломератов. Их формирование происходило в верхней части континентального склона.

Мезенская синеклиза представляла собой в рифее раздробленную на серию грабенов и горстов континентальную кору. Осадки накапливались в основном в грабен-рифтах, специфичных структурах, образовавшихся на многих участках Восточно-Европейского континента в конце протерозоя. Рассматриваемый фрагмент литосферы находился в тропической зоне южного полушария, что предопределило, в частности, накопление карбонатно-доломитовых толщ.

Среднерифейские породы слагают нижнюю часть чехла, выполняющего грабенообразные зоны. Их разрез представлен темно-серыми аргиллитами с прослоями в верхней части мелкозернистых песчаников. Общая мощность этого комплекса превышает 2,5 км. Пористость проницаемых прослоев изменяется от долей процента до 16 %.

Образования, относимые к верхнему рифею, коррелируются с одновозрастной толщей Тимана и представлены чередованием терригенных пород с прослоями карбонатов.

Рифейские отложения, кроме рифтовых зон, встречены и на горстах, где они объединяются в ненокскую свиту, сложенную преимущественно косослоистыми, пестроокрашенными песчаными разностями аллювиального генезиса. Мощность верхнерифейских отложений колеблется от нескольких метров на поднятиях до более 1400 м в рифтовых зонах.

В венд-кембрийское время геодинамическая обстановка в пределах Восточно-Европейского континента характеризовалась втягиванием в прогибание прилегающих к рифтовым зонам участков. Этот период примечателен формированием синеклиз на всей территории Восточно-Европейского континента.

Отложения синеклизного комплекса (венд-кембрий) трансгрессивно с несогласием залегают на размытой поверхности рифея. На западе они перекрывают породы фундамента. В условиях синеклизы они имеют достаточно выдержанные мощность и состав, располагаясь на различных подразделениях рифея, а в пределах выступов фундамента – непосредственно на его эродированной поверхности. Представлены они отложениями верхнего венда, нижнего кембрия и, вероятно, силура.

В целом синеклизный комплекс выполняет нижнюю часть разреза синеклизы, перекрывая все рифтовые зоны, далеко выходя, особенно на западе, за их пределы.

Между завершением накопления синеклизного и началом отложения плитного комплекса в пределах всей Восточно-Европейской платформы



фиксируется значительный перерыв в 120-160 млн. лет. Мелководные шельфовые моря в это время существовали по периферии крупных континентальных массивов. Начиная с середины девона, они проникали в глубину континентов, таких как Восточно-Европейский.

К плитному комплексу в пределах Мезенской синеклизы, как и в соседних регионах платформы, относятся терригенные образования среднего и позднего девона, карбонатно-сульфатные породы карбона – нижней перми. Образования красноцветов поздней перми – триаса своим генезисом обязаны процессам коллизии Восточно-Европейского континента в районе Урала. Разрез плитного комплекса венчают маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена (Гаврилов и др., 1998; Федоров и др., 1997; Цыганов, 2006).

В данной монографии более детально рассмотрены геологические и гидрогеологические условия северо-западной части Мезенской синеклизы.

## **2.2. Особенности геологического строения**

В северо-западной части Мезенской синеклизы выделяется обособленная в географическом и геолого-структурном отношении территория, названная архангельскими геологами Юго-Восточное Беломорье (ЮВБ) (Геодинамика..., 2006; Губайдуллин, 2002; Малов, 2003; Станковский и др., 1981, 1986).

Изучением особенностей геологического строения Мезенской синеклизы, и Юго-Восточного Беломорья в частности, занимались многие исследователи (Вержак, 2001; Веричев, 1999, 2002; Гриб, 2001; Губайдуллин, 2002; Кутинов, 2005; Малов, 2000, 2003; Станковский, 1981, 1986; Хаин, 1973; Юдахин, 2001, 2003; Якобсон, 1989, 2004) и другие авторы (Литосфера и гидросфера..., 2001; Очерки по геологии..., 2000; Российская Арктика..., 2002; Север: экология, 2000; Экологические проблемы..., 1996).

ЮВБ охватывает обширную территорию, ограниченную на севере и западе побережьем Белого моря примерно от мыса Воронов на северо-западе Мезенской губы до губы Нименьга на Поморском берегу Онежской губы Белого моря. На юге оно ограничивается кряжем Ветреного пояса. Восточная его граница определяется условно примерно по 150-метровой глубине залегания кровли вендских отложений. Протяженность ЮВБ с севера на юг около 350 км при ширине 100-150 км (Губайдуллин, 2002).

В строении ЮВБ довольно четко обособляются два структурных этажа: нижний – дорифейский кристаллический фундамент, и верхний – осадочный чехол. Кристаллический фундамент имеет архейско-раннепротерозойский возраст и представлен интенсивно дислоцированными и глубокометаморфизованными гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами (Станковский и др., 1986).

В составе осадочного чехла на территории ЮВБ присутствуют образования верхнего рифея, верхнего венда, палеозоя и кайнозоя. Стратиграфические подразделения осадочного чехла на территории ЮВБ представлены в табл. 7. Схема геологического строения исследуемой территории и разрез по линии I-I показаны на рис. 4-5.

В основании осадочного чехла залегают верхнерифейские отложения, их мощность по сейсмическим данным составляет около 1,5-2,5 км, скважинами вскрыта лишь самая верхняя часть разреза наибольшей мощностью 523 м.

Разрез рифея представлен терригенными породами: алевролитами, аргиллитами, песчаниками с единичным числом карбонатов.

Вендские отложения с угловым несогласием залегают на поверхности рифейских образований и имеют повсеместное распространение на территории ЮВБ. Расположены на глубине от 0 до 50-300 м под кайнозойскими или палеозойскими отложениями. Максимальные глубины характерны для районов развития переуглубленных палеодолин неоген-четвертичного возраста и для восточной части территории (Архангельский, 1958; Геодинамика..., 2006; Малов, 2003; Станковский и др., 1986).

Таблица 7

## Стратиграфическая схема осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья

Эра	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Мощность, м	Литологический состав пород	
Кайнозой	Четвертичная (Q)	Современный (голоцен) Q <sub>IV</sub>				3-5	Песчано-глинистые отложения	
		Верхний (верхний плейстоцен) Q <sub>III</sub>		Валдайский gQ <sub>III</sub> vd (ледниковье)		10-15	Моренные валунные суглинки	
				Микулинский mQ <sub>III</sub> mk (межледниковье)		50-70	Глинистые отложения	
		Средний (средний плейстоцен) Q <sub>II</sub>	Отложения, заполняющие переуглубленные палеодолины глубиной до 100-250 м (a1N <sub>2</sub> -Q <sub>I</sub> , Q <sub>II</sub> )					Песчано-глинистые отложения
		Нижний (нижний плейстоцен) Q <sub>I</sub>						
	Неоген (N)	Поздний N <sub>2</sub>						
Палеозой	Пермская (P)	Верхний (P <sub>2</sub> )	Татарский (t)			220	Мергели и алевролиты с прослоями глин, известняков, песчаников	
			Казанский (kz)	Верхний подъярус (kz <sub>2</sub> )			Известняки с прослоями мергелей и песчаников	
				Нижний подъярус (kz <sub>1</sub> )			Мергели, известковистые глины	

Палеозой	Каменноугольная (C)	Верхний (C <sub>3</sub> )	Уфимский (u)		Вихтовская (vh)		Алевролиты с прослоями песчаников, аргиллитов, мергелей. Рудопроявление целестина
							Сакмарский (s)
			Гастубский (ts)	Соткинская (sot)	Гипсы и ангидриты		
				Турьинская (tr)	Сероцветные песчаники		
				Полтинская (pl)	Доломиты и известняки с прослоями гипсов		
				Шиханский (sh)	Доломиты с прослоями известняков и гипсов		
			Сокологорский (sk)		Доломиты с прослоями известняков, реже гипсов, ангидритов и песчаников		
			Гжельский			10-98	Доломиты, известняки с прослоями гипса, ангидрита
							Касимовский



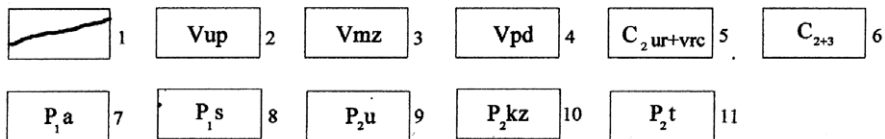
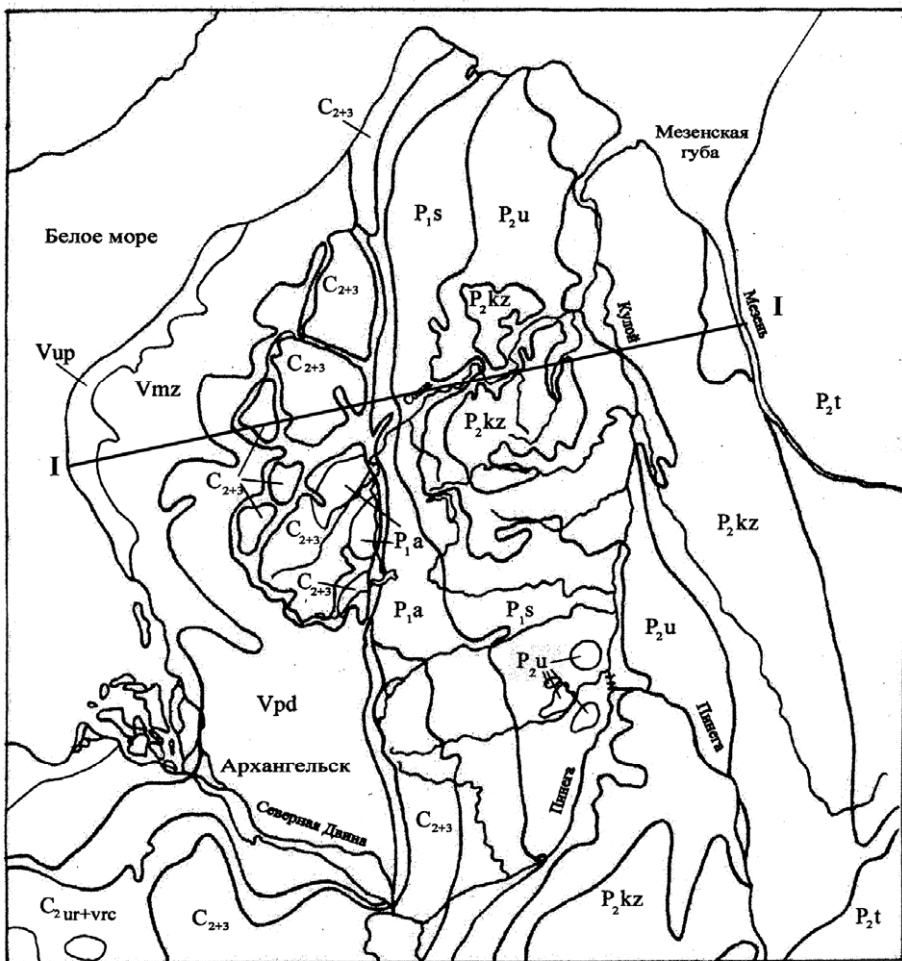


Рис. 4. Геологическая схема Юго-Восточного Беломорья:

1 – геологические границы; 2-11 – стратиграфические подразделения: 2 – усть-пинезская свита венда; 3 – мезенская свита венда; 4 – падушская свита венда; 5 – урзугская и воереченская свиты среднего карбона; 6 – подольский и мячковский горизонты московского яруса среднего карбона, касимовский и гжельский ярусы верхнего карбона; 7 – ассельский ярус нижней перми; 8 – сакмарский ярус нижней перми; 9 – уфимский ярус верхней перми; 10 – казанский ярус верхней перми; 11 – татарский ярус верхней перми; 12 – линия разреза

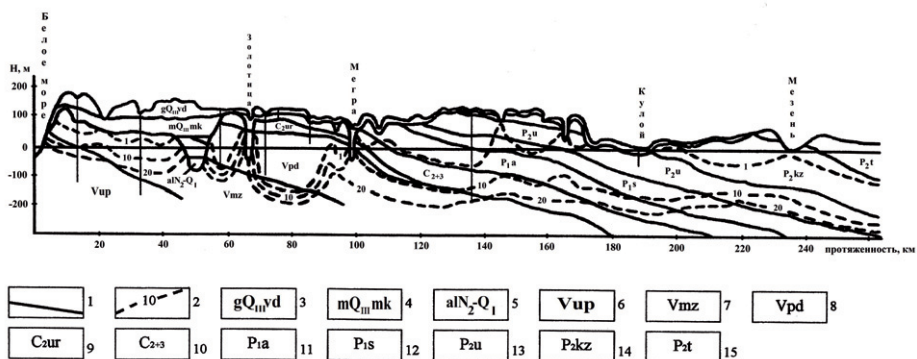


Рис. 5. Геолого-гидрогеологический разрез верхней части осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья (по линии I-I на рис. 1):

1 – геологические границы; 2 – изолинии минерализации подземных вод; 3-15 – стратиграфические подразделения: 3 – отложения валдайского ледникового; 4 – отложения микулинские межледниковые; 5 – аллювиальные верхнечетвертичные отложения; 6 – усть-пинежская свита венда; 7 – мезенская свита венда; 8 – падунская свита венда; 9 – урзугская свита среднего карбона; 10 – средний и верхний карбон; 11 – ассельский ярус нижней перми; 12 – сакмарский ярус нижней перми; 13 – уфимский ярус верхней перми; 14 – казанский ярус верхней перми; 15 – татарский ярус верхней перми

В составе вендских отложений выделяют редкинский и котлинский горизонты валдайской серии верхнего венда, образующие единый трансгрессивно-регрессивный цикл. В местной стратиграфической классификации редкинскому горизонту соответствует усть-пинежская свита, характеризующаяся преобладанием глинистых разностей пород с подчиненным количеством алевролитов и песчаников; в составе котлинского горизонта выделяется мезенская и падунская свиты, представленные в основном аргиллитами с переслаиванием песчаников и алевролитов.

Палеозойские образования занимают большую часть территории ЮВБ и включают в себя каменноугольную и пермскую системы. Отложения палеозоя с большим стратиграфическим перерывом залегают на размытой поверхности верхнего венда. Глубина залегания их подошвы возрастает с запада на восток от 18 до 200 м. Кровля выходит непосредственно на поверхность или под отложения кайнозоя.

Образования каменноугольной системы были сформированы на фоне общего опускания Восточно-Европейской платформы, которое прерывалось двумя фазами поднятий, происходивших в нижнем карбоне. Эти поднятия резко изменяли режим осадконакопления и привели к появлению размывов в толще осадков карбона. Более устойчивое воздымание платформы началось в конце каменноугольного периода и завершилось только в пермское время (Станковский и др., 1986).

Отложения каменноугольной системы на территории ЮВБ развиты в нижнем течении реки Пинега и в бассейне реки Кулой и представлены средним и верхним отделами.

Средний отдел выделяется в составе московского яруса мощностью 14-85 м (в среднем 50-60 м), представленного терригенно-карбонатными породами каширского и карбонатными подольского и мячковского горизонтов.

Верхний отдел каменноугольной системы распространен примерно на тех же территориях, что и средний. Мощность его в пределах ЮВБ составляет 10-98 м. В составе верхнего отдела выделяют касимовский и гжельский ярусы, представленные доломитами и известняками. Породы гжельского яруса сильно огипсованы; повсеместно отмечаются многочисленные включения, гнезда и прослой гипсов и ангидритов.

На территории ЮВБ пермские отложения имеют широкое развитие. Они залегают моноклинально полого с падением на восток и юго-восток от 1,8 до 6 м на 1 км. Образования перми представлены двумя отделами – нижним и верхним. Общая мощность пермской системы в пределах ЮВБ оценивается в 470 м.

Нижняя пермь карбонатно-галогенная с незначительным развитием терригенных пород. Полная мощность в пределах ЮВБ – 250 м. В ее составе выделяются ассельский и сакмарский ярусы.

Ассельский ярус мощностью 110 м сложен толщей первично-осадочных доломитов с подчиненными прослоями доломитизированных и органогенно-обломочных известняков, реже гипсов, ангидритов и песчаников. Гипс



присутствует в виде включений, иногда образует прослой мощностью до 5,8 м и заполняет мелкие трещины.

К сакмарскому ярусу мощностью 140 м относится нерасчлененная верхнекулойская свита, которая по возрасту соответствует сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам. В разрезе сакмарского яруса выделяют тастубский и стерлитамакский горизонты. Тастубский горизонт разделяется на полтинскую, соткинскую и турьинскую свиты. Последняя фациально замещает соткинскую в плане в центральной части территории ЮВБ. Нижняя полтинская свита мощностью 30 м сложена доломитами и известняками с прослоями гипсов. Верхняя соткинская мощностью 80 м – гипсами и ангидритами, содержащими линзы и прослой доломитов и песчаников. Турьинская свита представлена сероцветными слабосцементированными песчаниками, фациально замещающими гипсы и ангидриты соткинской свиты в центральной части ЮВБ. Стерлитамакский горизонт мощностью 30 м в составе карбонатных отложений кулогорской свиты перекрывает тастубский горизонт. По литологическому составу аналогичен подстилающей тастубский горизонт полтинской свите и представлен загипсованными доломитами и известняками.

Верхний отдел пермской системы в пределах ЮВБ представлен толщей континентальных и прибрежно-морских осадков уфимского яруса, морскими, преимущественно карбонатными отложениями казанского яруса и терригенными образованиями татарского яруса.

Уфимский ярус мощностью 80 м представлен толщей преимущественно красноцветных пород – песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, содержащих в нижней части прослой ангидритов и гипсов. В целом с юга на север отмечается уменьшение загипсованности пород и увеличение известковистости и глинистости. Так, в приустьевой части реки Кулой происходит почти полное исчезновение гипсоносных прослоев. В верхней части разреза уфимского яруса наблюдается рудопроявление стронций-содержащего минерала целестина. Целестин приурочен к отложениям

вихтовской свиты и проявляется в обнажениях по р. Пинеге на участке от деревни Вихтово до деревни Кулогоры.

Казанский ярус включает нижний и верхний подъярусы. Нижнеказанский подъярус мощностью 70 м сложен алевролитами, мергелями, глинами, редко известняками. Верхний подъярус мощностью до 40 м сложен в основном известняками глинистыми, песчанистыми и доломитизированными, местами с прослоями доломитов и мергелей, изредка с включениями гипсов и ангидритов.

Татарский ярус на территории ЮВБ практически не развит, представлен своей краевой частью в устье р. Мезень и здесь сложен толщей красноцветных алевролитов и песчанистых мергелей, залегающих над известняками казанского яруса. Мощность татарского яруса до 100 м.

Кайнозойские отложения в исследуемом районе покрывают сплошным чехлом поверхность дочетвертичных пород и залегают на практически горизонтально лежащих толщах венда и верхнего палеозоя, выполняя древние депрессии и слагая наложенный аккумулятивный рельеф. В их состав входят в основном четвертичные образования. Образования неогена выделяются, предположительно, только в основании разреза толщ, заполняющих переуглубленные палеодолины глубиной до 100-250 м.

На большей части ЮВБ покров четвертичных отложений маломощен, как правило, менее 20 м, часто сокращается до первых метров или отсутствует полностью, что наглядно продемонстрировано на рис. 6. Основную часть разреза здесь составляют верхнеплейстоценовые отложения. В основании залегает комплекс преимущественно глинистых осадков микулинского межледниковья или валдайского ледника (Тарасов и др., 2006). На них или непосредственно на коренных породах находятся голоценовые континентальные отложения: аллювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные, представленные песчано-глинистыми образованиями и торфами.

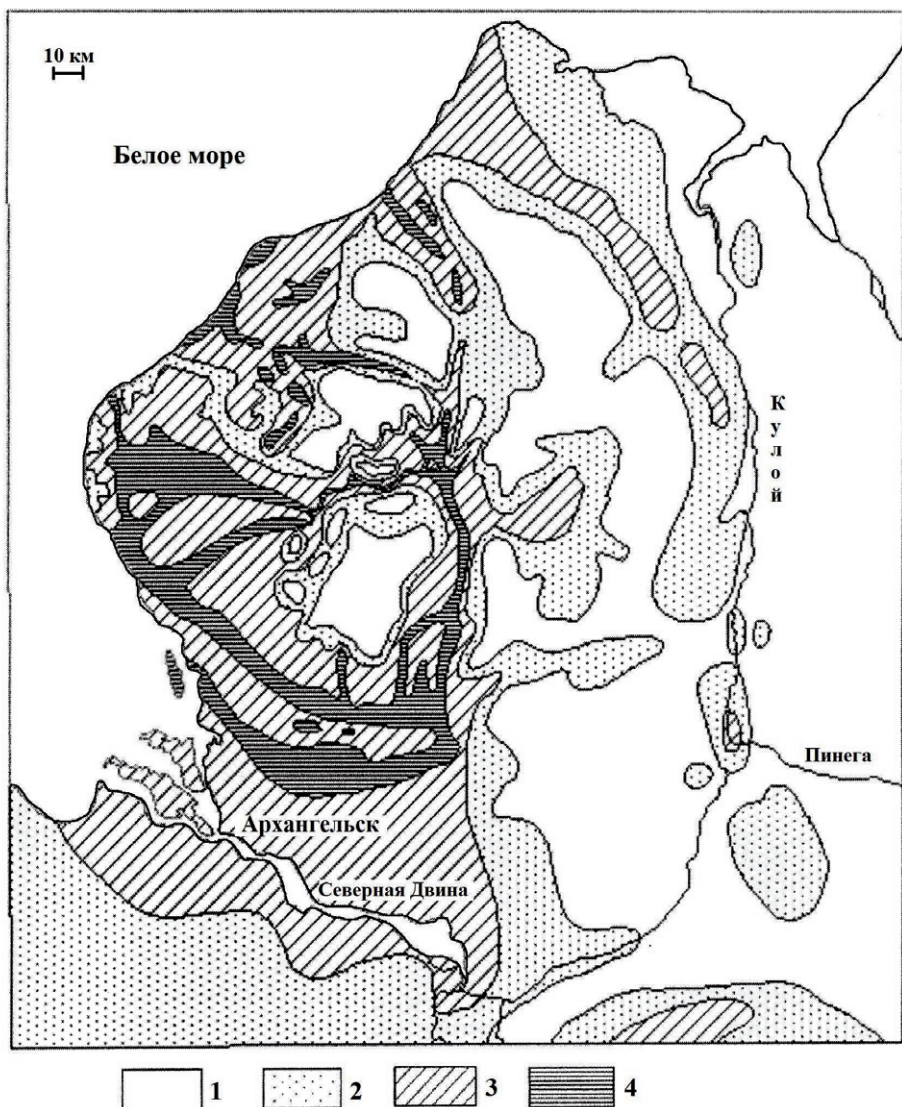


Рис. 6. Схема мощностей четвертичных отложений на территории Юго-Восточного Беломорья:

1-4 – площади с различными мощностями четвертичных отложений, м: 1 – до 10, 2 – 10-20, 3 – 20-100, 4 – >100

Такой характер строения разреза и мощности четвертичного покрова преобладает на востоке ЮВБ и в центральной его части.

Второй тип четвертичного чехла характеризуется мощностями 20-100 м. На территории ЮВБ распространен в основном в западной части, т. е. в областях развития приморских низин. Повышенная мощность чехла четвертичных отложений связана здесь с увеличением мощности преимущественно глинистых отложений микулинского межледникового до 80 м. Речные долины, прорезающие этот чехол до глубины 50 м, заполнены песчано-глинистыми образованиями.

Третий тип характерен для разрезов переуглубленных палеодолин неоген-четвертичного возраста с мощностями до 100-250 м. Нарращивание разрезов второго типа происходит здесь за счет самых разных по генезису песчано-глинистых континентальных и морских отложений неогена-среднего плейстоцена. Ширина палеодолин – до первых километров.

### **2.3. Особенности гидрогеологических условий**

В гидрогеологическом плане северо-западная часть Мезенской синеклизы приурочена к Северо-Двинскому артезианскому бассейну (Гидрогеология..., 1969). В пределах изучаемой территории подземные воды бассейна дренируются реками Северная Двина, Мезень, Пинега, Кулой, Сояна и их притоками.

Гидрогеологическую и гидродинамическую обстановку в артезианском бассейне во многом определяет регионально выдержанный нижнепермский водоупор, представленный гипсово-доломит-ангидритовой толщей, мощностью 60-200 м, который делит бассейн на две вертикальные гидродинамические зоны: верхнюю и нижнюю. Верхняя гидродинамическая зона характеризуется свободным и затрудненным водообменом, нижняя – зона глубинных вод с весьма затрудненным водообменом или практически застойным режимом, где

причинами напора вод является не только гидростатическое давление, но и геостатические нагрузки и неотектонические напряжения.

На территории ЮВБ водоупор присутствует только в восточной части, на западе он эродирован. В зоне свободного водообмена здесь находятся все водоносные горизонты, приуроченные к четвертичным отложениям, а также верхние части водоносных горизонтов и комплексов пермской, каменноугольной и вендской систем.

Для верхней части гидрогеологического разреза ЮВБ мощностью 100-250 м можно выделить пять основных областей развития подземных вод различного качества: 1) пресные кондиционные воды; 2) пресные некондиционные воды; 3) солоноватые воды; 4) соленые воды; 5) смешанные воды (Малов, 2000, 2003, 2004). Площади развития подземных вод различного качества на исследуемой территории показаны на рис. 7.

Область развития пресных кондиционных вод включает в себя водоносные комплексы песчаников и алевролитов падунской свиты венда и уругской свиты среднего карбона, приуроченные к возвышенным частям территории в основном с абсолютными отметками выше 60-140 м, а также карбонатных пород среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, представленных известняками и доломитами с редкими прослоями гипсов.

Большая мощность зоны пресных вод – до 200 м (за исключением участка на побережье Белого моря, в междуречье Мегры и Койды, где она, видимо, не превышает 40-50 м ввиду низкого гипсометрического положения), причем она опускается на 100 м ниже уровня моря, – объясняется широким развитием в пределах данной площади переуглубленных до 100-250 м палеодолин верхнеплиоценового возраста, включающих в себя почти полный разрез плейстоцена с фрагментами неогеновых осадков в основании. Эти сравнительно узкие и глубокие палеодолины осуществляли интенсивное дренирование и опреснение водоносных толщ с вымыванием растворимых соединений на протяжении 1-2 млн. лет.

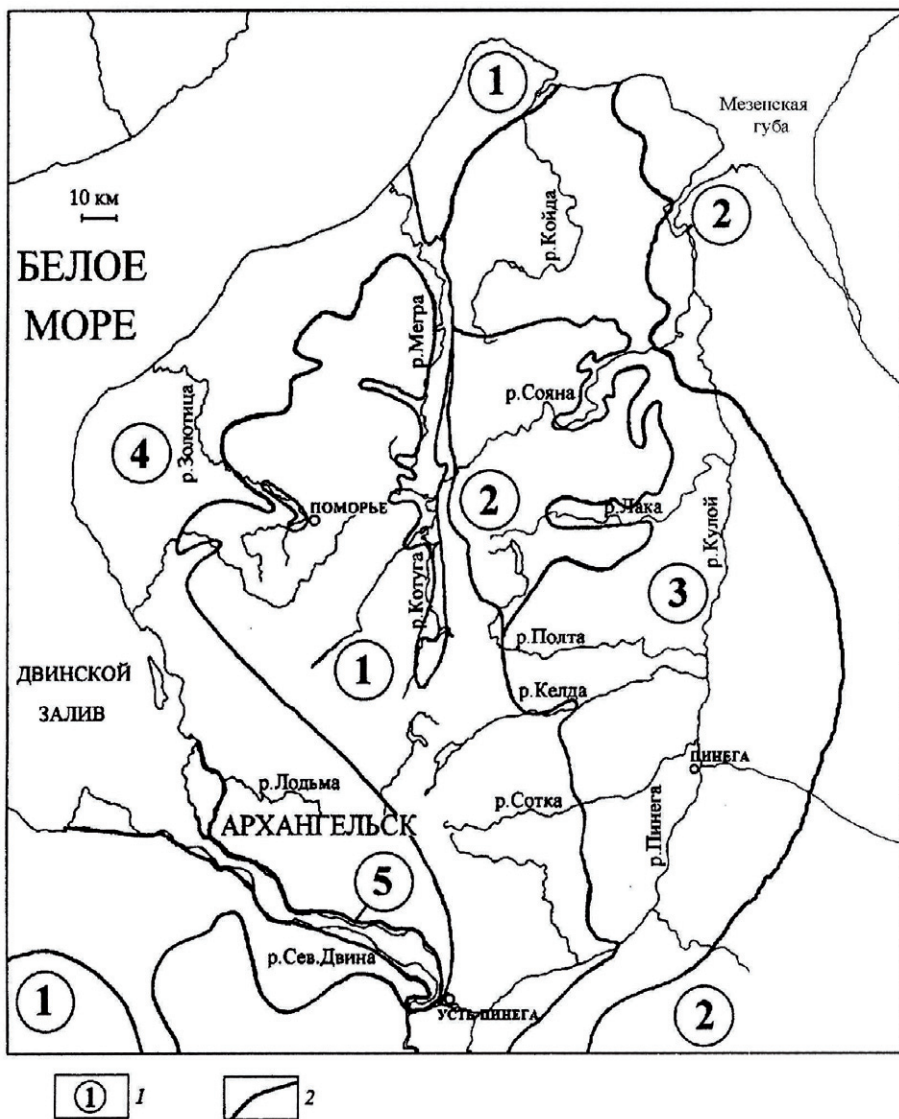


Рис. 7. Схема областей развития подземных вод различного качества:

1 – номера областей: 1 – пресных кондиционных вод, 2 – пресных некондиционных вод, 3 – солоноватых вод, 4 – соленых вод, 5 – смешанных вод; 2 – границы областей

В четвертичное время на составе подземных вод этой площади практически не отразилось воздействие морских трансгрессий; для нее характерен маломощный в основном до 10, реже до 20-40 м чехол четвертичных отложений преимущественно песчано-супесчаного состава, способствующий повышенной инфильтрации атмосферных осадков. Однако, повышение базиса эрозии, произошедшее за четвертичный период и вызвавшее заполнение палеодолин ледниковыми и морскими отложениями, способствовало поднятию границы минерализованных вод вверх по разрезу, в основном, под современными речными руслами.

Для пресных вод алевролитов и песчаников характерен гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый состав при минерализации 0,2-0,5 г/л:  $\text{HCO}_3$ 95, Ca49Mg34Na17; для карбонатных пород – гидрокарбонатный магниевый-кальциевый:  $\text{HCO}_3$ 84, Ca50Mg41. С повышением минерализации пресных вод на первое место среди катионов может выходить натрий.

Водопроницаемость водоносного комплекса песчаников и алевролитов падуновской свиты венда при мощности его 120-200 м составляет в среднем 200 м<sup>2</sup>/сут, при мощности менее 120 м снижается до 120 м<sup>2</sup>/сут и менее. Коэффициент фильтрации 1-1,5 м<sup>2</sup>/сут.

Водопроницаемость водоносного комплекса песчано-карбонатных пород уругуской и воереченской свит среднего карбона при средней мощности 30-40 м составляет 100 м<sup>2</sup>/сут. Коэффициент фильтрации 2,5-3 м/сут.

Водопроницаемость водоносного комплекса карбонатных пород среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми при мощности обводненной толщи 10-60 м составляет 250-3000 м<sup>2</sup>/сут, коэффициент фильтрации – 25-60 м/сут.

Область развития пресных некондиционных вод связана с водоносными комплексами песчаников и алевролитов турьинской свиты сакмарского яруса нижней перми, песчаников и алевролитов уфимского яруса верхней перми и карбонатных пород казанского яруса верхней перми. Эта площадь, как и

площадь пресных кондиционных вод, приурочена к наиболее приподнятым частям территории – району среднего течения р. Сояны и верхнего течения р. Лаки – с абсолютными отметками более 60-140 м, а также к участкам развития карбонатных отложений казанского яруса верхней перми на северо- и юго-востоке. Для нее также характерен маломощный чехол четвертичных образований.

Сходство коллекторских свойств и состава водовмещающих пород, а также основных гидродинамических условий водоносных комплексов позволяет говорить об аналогичности фильтрационных характеристик для обеих площадей и аналогичности состава подземных вод по содержанию основных компонентов (по крайней мере, до глубин 100-150 м, т. к. глубокие палеодолины здесь отсутствуют, и нижняя граница зоны пресных вод может располагаться выше). Однако, наличие в разрезе водоносной толщи уфимских отложений, обусловивших ряд проявлений целестина в бассейнах рек Пинеги и Кулоя, позволяет предполагать присутствие в подземных водах повышенных концентраций стронция, в связи с чем, эта площадь и выделена в качестве области пресных некондиционных вод.

В процессе геологоразведочных работ на подземные воды карбонатных отложений казанского яруса верхней перми скважинами в поселках Мезень, Каменка, Карпогоры, расположенными на площадях основного развития казанского водоносного комплекса непосредственно вскрыты пресные воды с содержаниями стронция от 1,5 до 45 мг/л (средние содержания 7-14 мг/л) при предельно допустимой концентрации (ПДК) стронция в питьевой воде 7 мг/л по СанПиН 2.1.4.1071–01. Результатами спектрального анализа образцов керна скважин установлены высокие содержания стронция и в водовмещающих породах – 0,2-10 %. Кларк стронция в литосфере составляет 0,034 %, в воде океанов при минерализации 35 г/л – 8 мг/л (Алекин, 1966; Виноградов, 1967; Евсеев, 2004).



Таким образом, подземные воды в пределах площади развития пресных некондиционных вод могут использоваться только на благоприятных в гидрохимическом отношении участках или же – при условии соответствующей их водоподготовки.

Область развития солоноватых вод приурочена к областям распространения гипсов и ангидритов с прослоями доломитов, песчаников и алевролитов соткинской свиты и карбонатных пород кулогорской и полтинской свит сакмарского яруса нижней перми, а также огипсованных песчаников и алевролитов с прослоями глин, мергелей, доломитов и известняков уфимского яруса верхней перми. Область солоноватых вод приурочена к пониженным частям территории с абсолютными отметкам 100-60 м, тяготеющим к долинам р. Кулой и нижних течений его левых притоков.

В отличие от западной части ЮВБ, здесь отсутствуют глубокие врезы палеодолин; речные долины молодые голоценового возраста, с минимальной мощностью четвертичных отложений; т. е. такого длительного «промыывания» мощных водоносных толщ, как на площади распространения пресных кондиционных вод, или такого сравнительно непродолжительного, но интенсивного, за счет существенного по сравнению с прилегающими территориями послеледникового поднятия, как на площадях развития пресных некондиционных вод, здесь не было. Однако, мощность чехла перекрывающих четвертичных отложений в пределах площади солоноватых вод минимальна, как правило, она не превышает 10-15 м, что способствует активному развитию на этой территории современных экзогенных процессов.

На территории выхода нижнепермских отложений непосредственно под четвертичные, гипсово-ангидритовая толща интенсивно закарстована. Особенно широко карст развит в бассейнах рек Пинега, Сотка и Кулой, достигая максимального развития в бассейне р. Сотки и на правом берегу р. Пинеги. На поверхности карст проявляется в виде многочисленных воронок и сухих долин, на глубине – в развитии протяженных пещер. Подземные воды в гипсово-ангидритовой толще общей мощностью 40-80 м приурочены в

основном к прослоям песчаников, алевролитов и доломитов и подземным карстовым формам, тяготеющим к их контактам с гипсами и ангидритами. Затронута карстом и толща огипсованных терригенных пород уфимского яруса в местах выхода под четвертичные породы. Процессы растворения гипсовых включений проявляются в поверхностных карстовых формах.

Для верхней части гидрогеологического разреза на площади развития солоноватых вод (до глубины 50-80 м) характерны минерализация подземных вод 2,0-2,2 г/л и сульфатно-кальциевый состав.

Под гипсово-ангидритовой толщей на глубине 100-150 м в долинах рек Пинега и Кулой скважины вскрывают в карбонатных отложениях ассельского яруса нижней перми и карбона подземные воды с минерализацией 10-20 г/л сульфатно-хлоридного натриевого и хлоридно-натриевого состава.

Кроме того, в толще уфимских отложений в бассейнах рек Пинеги и Кулоя выявлено несколько рудопроявлений целестина. Он встречается в целестин-содержащих горизонтах мощностью от 0,3 до 0,9 м в виде гнезд, желваков неправильной формы, образовавшихся в толще мергеля, или в виде жеод, встречающихся массой до 160 кг. Размер жеод 60-70 см. Содержание целестина в руде 25-63 %. С растворением его связаны повышенные содержания стронция в подземных водах на площади развития солоноватых вод.

В водах пещер на междуречье Сотки и Пинеги и в р. Сотке (Малков, 1991; Малков и др., 1999), содержания стронция составляют 2,5-7,0 мг/л при минерализации воды 1,8-2,1 г/л. В отобранных автором пробах воды из р. Кулой (выше устья Келды) количество его составило 6,4 мг/л при минерализации воды 2,0 г/л, из р. Келды (устье) – 3,2 мг/л при 1,0 г/л, из р. Полты (устье) – 1,7 мг/л при 0,9 г/л, соответственно. Эти результаты свидетельствуют о том, что состав речных вод в верхнем течении р. Кулой формируется в основном за счет подземного стока. Поэтому и полученные значения концентраций стронция в поверхностных водах (1,7-6,4 мг/л) являются нижним интервалом их содержаний в подземных солоноватых водах.

Проба, отобранная из скважины в пос. Кулой (2 км выше устья р. Полты) с глубины 150 м, показала содержание стронция в подземных водах карбонатных пород ассельского яруса нижней перми и карбона 36,2 мг/л при минерализации воды 20,5 г/л.

Таким образом, солоноватые воды на площади их развития могут использоваться в качестве минеральных вод, однако содержания стронция в них не должны превышать 25 мг/л.

Область соленых вод приурочена в основном к пониженным частям территории с абсолютными отметками 0-60 м: к Северо-Двинской впадине и приморским низинам и (или) к участкам с повышенной мощностью чехла четвертичных отложений, в том числе к зонам развития переуглубленных палеодолин.

Для разрезов четвертичных отложений характерно преобладание глин и суглинков морского и ледникового происхождения, в связи с чем, они играют экранирующую роль для водоносных комплексов дочетвертичных пород, затрудняя их питание атмосферными осадками и опреснение.

Область соленых вод включает водоносные комплексы венда: песчаников и алевролитов падунской свиты – в пределах Северо-Двинской впадины и переуглубленных палеодолин; алевролитов, переслаивающихся с аргиллитами мезенской и усть-пинезской свит венда, выходящих под четвертичные отложения в виде полосы шириной 20-30 км по Зимнему берегу Белого моря и побережью Двинского залива.

Смешанные воды характерны для водоносных комплексов четвертичных отложений речных долин.

Водоносный комплекс четвертичных отложений долины р. Северной Двины приурочен к толще песчано-глинистых отложений мощностью до 40-50 м. Ширина долины 2-7 км, она прорезана в микулинских и валдайских глинах и суглинках. Борта долины возвышаются над поверхностью песчаной толщи на 20-40 км; поверхность песчаной толщи превышает урез воды в реке на 3-10 м, образуя высокую пойму. Верхняя часть разреза песчано-глинистой

толщи в долине р. Северной Двины представлена 3-8-метровым слоем суглинков, глин и супесей, что затрудняет инфильтрационное питание водоносного комплекса. При слое атмосферных осадков 500 мм в год на инфильтрацию уходит порядка 20 %. Разгрузка подземных вод осуществляется в р. Северную Двину, врез которой составляет 5-15 м, ширина – до 5 км. В пределах Северо-Двинской впадины река испытывает действие приливов и отливов, распространяющихся до устья р. Пинеги. Величина прилива в среднем 0,4-0,5 м. Уровень грунтовых вод залегает на глубине 2-3 м от поверхности земли.

Основная часть разреза осадочной толщи в долине представлена мелко- и среднезернистыми песками. Водопроницаемость комплекса 60-400 м<sup>2</sup>/сут, коэффициент фильтрации – 1,5-10 м/сут.

В водоносном комплексе речной долины присутствуют как пресные, так и соленые воды. Последние находятся в нижней части осадочной толщи в долине реки; увеличение мощности зоны их распространения отмечается вблизи тальвега речной долины, где она достигает 30-40 м.

Степень заполнения солеными водами речной долины уменьшается по направлению от Двинского залива вверх по долине, а на расстоянии 63 км от залива соленые воды практически исчезают (Малов, 2003).



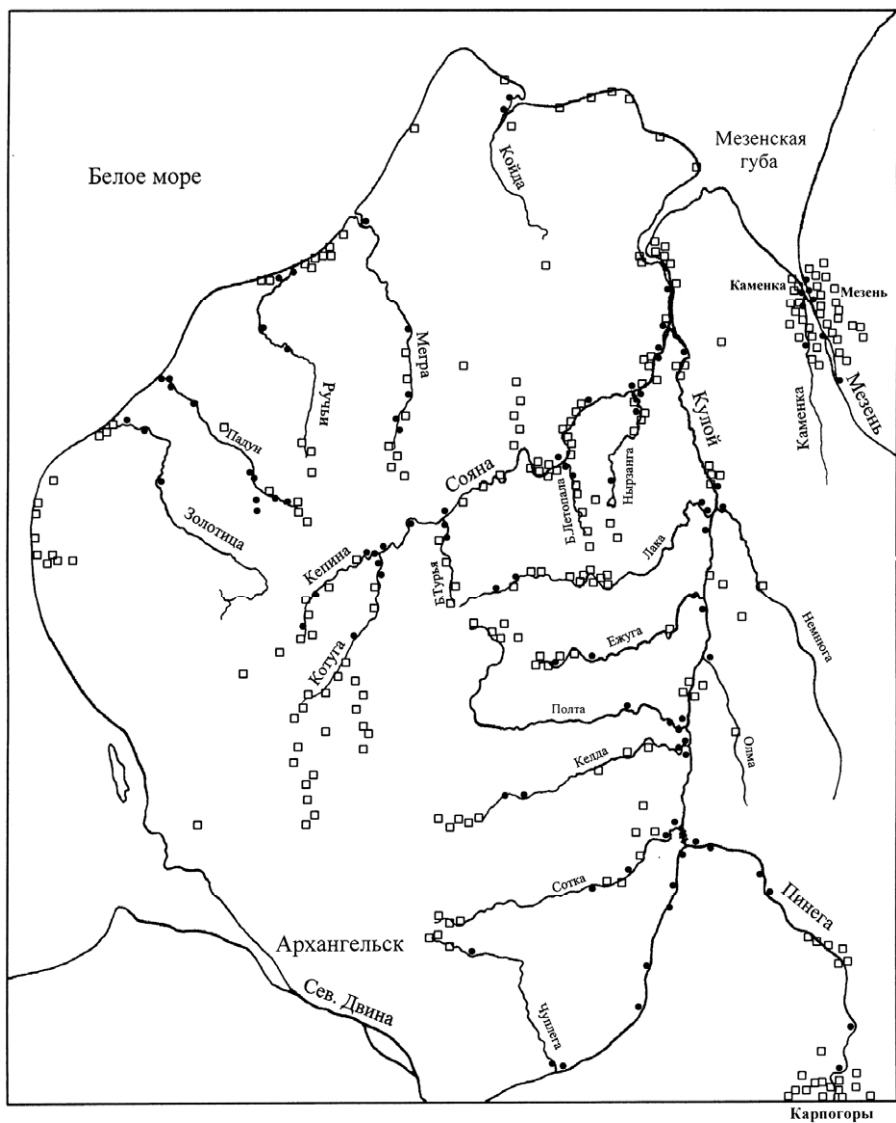
## Глава 3.

### Количественные характеристики развития стронцийсодержащих вод в пределах Мезенской синеклизы

#### 3.1. Методика опробования подземных и поверхностных вод, горных пород

Для изучения содержания стронция в подземных и поверхностных водах было проведено опробование скважин, источников, колодцев (подземные воды), а также рек (поверхностные воды) на исследуемой территории. Опробовались все водоносные комплексы в соответствии с геологической схемой Юго-Восточного Беломорья (рис. 4).

Основными водоносными комплексами на территории ЮВБ являются песчаники и алевролиты падунской свиты венда, карбонатные породы среднего карбона и ассельского яруса нижней перми, представленные известняками и доломитами с редкими прослоями гипсов, гипсы и ангидриты соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми, алевролиты и мергели уфимского яруса верхней перми, известняки казанского яруса, мергели и алевролиты татарского яруса верхней перми, а также отложения четвертичной системы. Содержание стронция в подземных водах изучалось в основном путем опробования источников, равномерно расположенных по всей территории ЮВБ (рис. 8). Отбор воды из скважин производился в населенных пунктах. Были опробованы скважины в поселках Кепино, Сояна, Кулой, Пинега, Усть-Пинега и все действующие скважины г. Мезень (18) и пос. Каменка (7). Данные сведены в табл. 8.



• 1     □ 2

Рис. 8. Схема отбора проб воды для определения содержаний стронция:  
 1 – пробы поверхностных вод; 2 – пробы подземных вод

Таблица 8

## Распределение проб воды по водоносным комплексам

Водоносный комплекс	Подземные воды количество проб	Поверхностные воды	
		река	количество проб
Q	29	-	-
P <sub>2t</sub>	11	Мезень	1
P <sub>2kz</sub>	124	Мезень Каменка Немнюга Большая Летопада	4 3 1 2
P <sub>2u</sub>	9	Сояна Нырзанга Кулой Олма Лака Ежуга Пинега	4 3 3 1 4 3 6
P <sub>1s</sub>	12	Сояна Большая Турья Кулой Полта Келда Сотка Пинега	5 2 4 3 4 4 6
P <sub>1a</sub> +C <sub>2+3</sub>	48	Мегра Койда Кепина Котуга Чуплега	5 2 4 3 2
V <sub>pd</sub>	9	Золотица Падун Ручьи	3 10 4
Всего	242	Всего	96

Наибольшее количество проб отобрано из подземных источников, приуроченных к казанскому водоносному комплексу, поскольку именно в



породах казанского яруса верхней перми наблюдаются самые высокие концентрации стронция (до 2400 мг/кг).

В уфимском водоносном комплексе опробована вихтовская свита, в которой известно рудопоявление стронцийсодержащего минерала целестина. В сакмарском водоносном комплексе в основном опробованы подземные воды в гипсах соткинской свиты.

Содержание стронция в поверхностных водах изучалось путем отбора проб воды из основных рек ЮВБ и их притоков. Были опробованы реки Сояна и ее притоки Кепина, Котуга, Большая Турья, Большая Летопада, Нырзанга; Кулой и его притоки Немнюга, Лака, Ежуга, Олма, Полта, Келда, Сотка; Пинега и ее приток Чуплега; Мезень (в районе г. Мезень) и ее приток Каменка; а также Золотица, Падун, Ручьи, Мегра и Койда.

Стронций определялся спектральным анализом, а пробы воды с концентрациями стронция выше 7 мг/л – атомно-адсорбционным. Шифр документа на методику ГОСТ 23950-88.

Горные породы опробовались при проведении геолого-съёмочных работ на территории ЮВБ (Станковский и др., 1981, 1986). Содержание стронция определялось спектральным анализом, чувствительность открытия элемента составляла 0,3 %. Анализ всех проб производился в химико-аналитическом центре ОАО «Архангельскгеолдобыча» г. Архангельска.

### **3.2. Распределение стронция в горных породах и подземных водах**

На территории ЮВБ установлена неравномерность распределения стронция в горных породах (Полякова, 2007). Наиболее низкие содержания характерны для областей развития песчано-глинистых отложений венда, карбонатных пород среднего и верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, а также для четвертичных образований. Для этих отложений средние значения содержания стронция составляют: в породах венда – 10 мг/кг, карбона – 71 мг/кг, ассельского яруса нижней перми – 363 мг/кг. Примерно такие же

значения характерны и для четвертичных образований, являющихся в основном продуктами переотложения нижезалегающих пород. Кларк стронция в осадочных породах составляет 450 мг/кг, в песчаниках – 200 мг/кг, в карбонатных породах – 610 мг/кг.

Для пермских отложений средние значения содержаний стронция в породах следующие: в породах сакмарского яруса нижней перми, представленных доломитами и известняками с прослоями гипсов и ангидритов – 1006 мг/кг, в алевролито-мергелевых отложениях уфимского яруса верхней перми – 452 мг/кг, в известняках казанского яруса верхней перми – 2400 мг/кг, в мергелях и алевролитах татарского яруса верхней перми – 2000 мг/кг.

На рис. 9 показана картосхема распределения стронция в подземных водах зоны активного водообмена. Из карты видна отчетливая взаимосвязь содержаний стронция в подземных водах и водовмещающих породах. Подземные воды, приуроченные к отложениям венда, карбона и ассельского яруса нижней перми, характеризуются минимальными значениями содержания стронция: от 0 до 2 мг/л, в среднем – 0,5-1 мг/л. (ПДК стронция для пресных вод составляет 7 мг/л, для минеральных – 25 мг/л).

В пермских породах, залегающих восточнее показанной на рис. 9 границы сакмарского яруса нижней перми, происходит увеличение содержаний стронция в 3-8 раз. Соответственно, здесь существенно возрастают и содержания стронция в подземных водах: от 2-7 мг/л вблизи границы сакмарского яруса нижней перми до 7-50 мг/л на правом берегу реки Кулой, на площадях развития отложений верхней перми. Аномально высокие значения стронция до 50 мг/л отмечаются в районе нижнего течения р. Мезень (г. Мезень, пос. Каменка). Здесь эксплуатируется водоносный горизонт карбонатных отложений казанского яруса верхней перми. Водоснабжение г. Мезень осуществляется 18 одиночными скважинами, 5 из них имеют повышенные относительно ПДК содержания стронция.

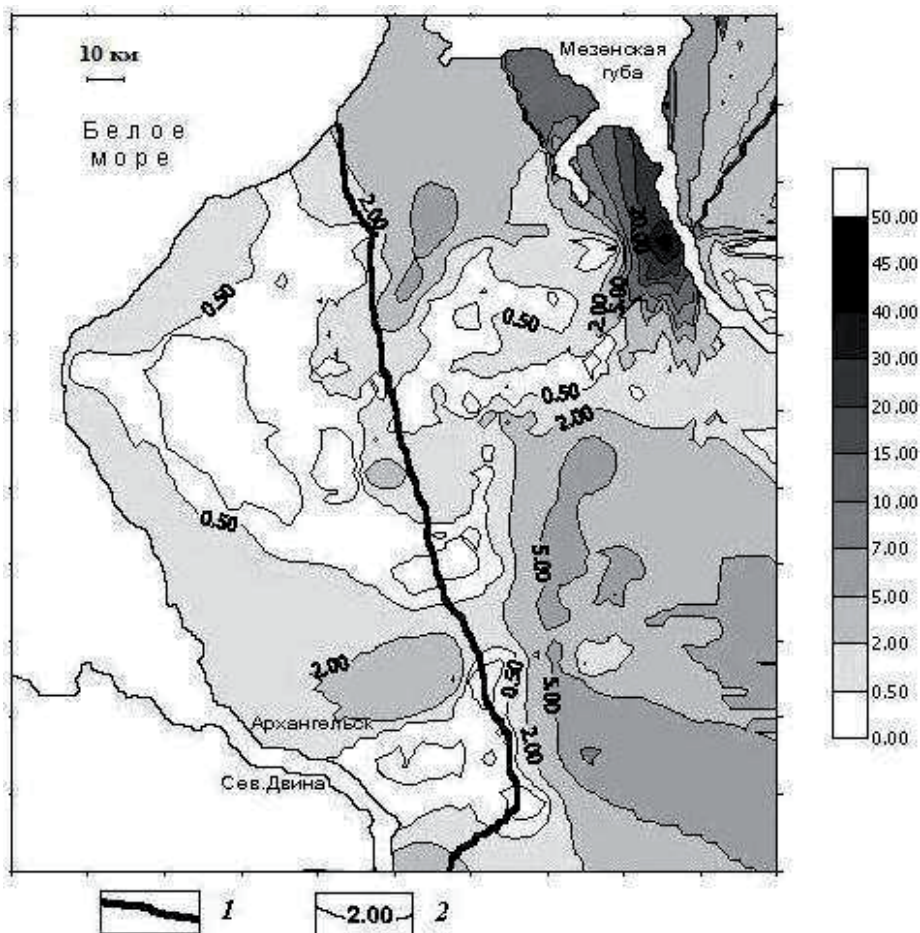


Рис. 9. Распределение стронция в подземных водах зоны активного водообмена:

1 – граница сакмарского яруса нижней перми; 2 – изолинии содержаний стронция, мг/л

Это скважины южной окраины поселка Малая Слобода с содержаниями стронция от 9 до 17 мг/л, а также скважина в центральной части города с максимальным содержанием стронция – 38 мг/л. Водоснабжение пос. Каменка осуществляется 7 одиночными скважинами. Все они имеют повышенные содержания стронция – от 7,5 до 46 мг/л.

Помимо высоких содержаний стронция в породах казанского яруса верхней перми, где стронций распространен сравнительно равномерно по всей толще отложений, следует отметить наличие рудопроявлений целестина в верхней части разреза уфимского яруса, представленной мергелями. Разрез месторождения приведен на рис. 10.

Целестин приурочен к отложениям вихтовской свиты и проявляется в обнажениях на правом берегу р. Пинеги, в 2-х км вниз по реке от деревни Вихтово. Открыто месторождение было М.Д. Едемским в конце 20-х годов, детально охарактеризовано А.Я. Петренко в 40-х годах XX века. Сведения о Вихтовском месторождении занесены в Атлас мира для минералога (Евсеев, 2004).

Месторождение ограничено с южной и с северной стороны обрывистым берегом р. Пинеги, с востока – оврагом ручья Лопатина, с запада – оврагом ручья Глубокого. Район представляет собой слабо всхолмленную, в значительной части заболоченную, покрытую лесом равнину. Правый берег р. Пинеги, на котором собственно и расположено месторождение, представляет собой обрыв высотой 35-40 м над уровнем реки. Протяженность описываемого участка составляет около 400 м. Коренной берег снизу почти на половину закрыт широкой полосой осыпи, местами задернованной и поросшей кустарником. Вверху четко выделяется целестиновый горизонт мощностью около 1,5 м. Целестин в породе содержится в виде конкреций, гнезд, желваков неправильной формы, от 5 до 10 см в поперечнике, а также в виде жеод, образовавшихся в толще мергеля массой до 160 кг, разнообразных по форме (от округлых до караваеобразных) и имеющих размеры до 60-70 см. Кристаллы целестина, имеющие окраску от голубого до темно-серого цвета, образуют друзы или щетки. Содержание целестина в руде составляет 25-63 %.



Рис. 10. Разрез Вихтовского месторождения целестина

В ходе обследования Вихтовского месторождения целестина было выявлено следующее. В целом для пород уфимского яруса характерны незначительные значения содержаний стронция (452 мг/кг), но в отобранных

нами на месторождении пробах горных пород установлены высокие (до 6000 мг/кг) концентрации стронция.

На рис. 11 приведен график, показывающий изменение содержания стронция в породах Вихтовского месторождения вниз по разрезу. Скопление стронция в форме целестина здесь имеет вторичное происхождение. По-видимому, он переотлагался при промывании вышележащих казанских отложений, в которых равномерно распределен по всей толще. Этим и объясняется скопление стронция в виде целестина в верхней части разреза уфимского яруса (Полякова, 2008).

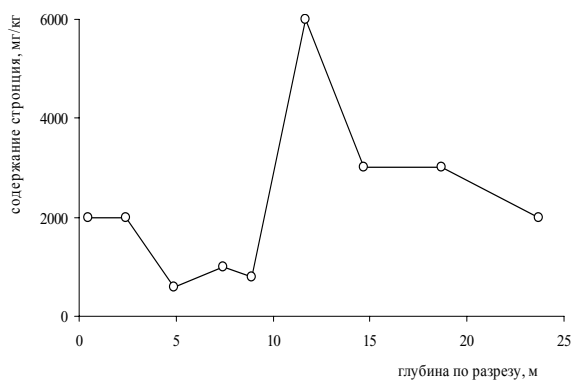


Рис. 11. Распределение стронция по разрезу пород уфимского яруса, включающего Вихтовское месторождение целестина

### 3.3. Распределение стронция в поверхностных водах

Для изучения содержания стронция в поверхностных водах коллективом Института экологических проблем Севера УрО РАН были проведены экспедиционные работы в районе БКП по рекам Кепина – Сояна – Кулой – Пинега, а также район г. Мезень – пос. Каменка (опробованы реки Мезень и ее приток Каменка). По результатам проведенных исследований (Малов и др., 2002), а также по данным, имеющимся в территориальных геологических фондах г. Архангельска, построена картосхема распределения стронция в

поверхностных водах (рис. 12), которая практически повторяет характер его распределения в подземных водах (рис. 9).

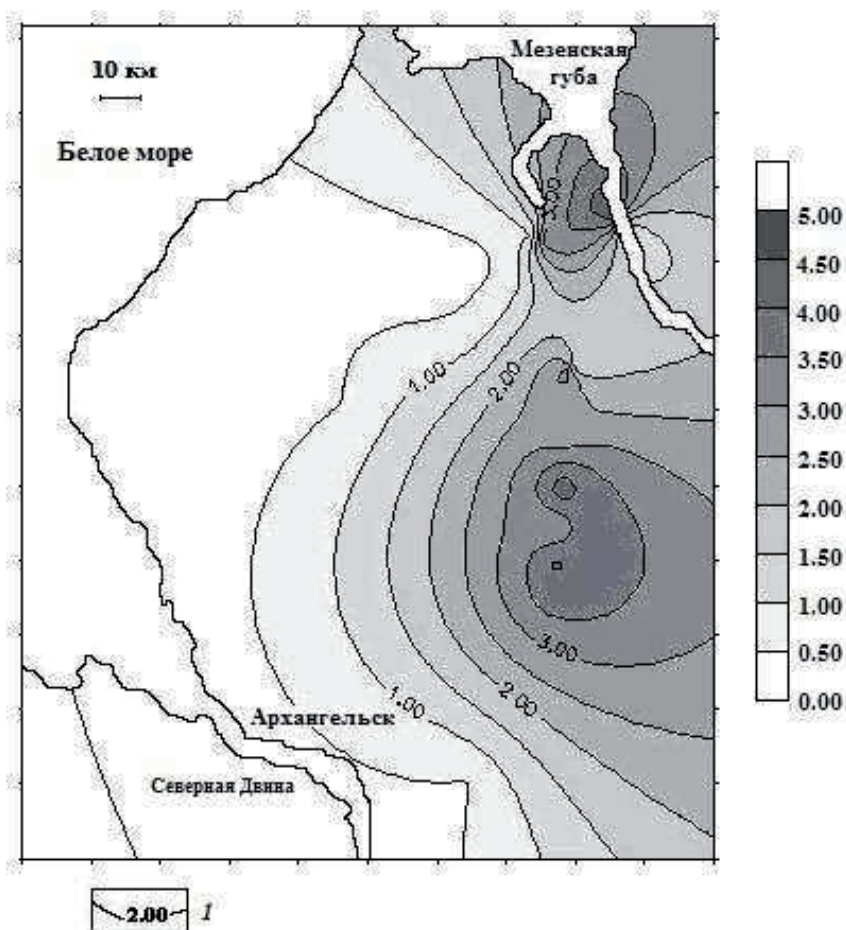


Рис. 12. Распределение стронция в поверхностных водах:

*I* – изолинии содержаний стронция, мг/л

Содержания стронция менее 0,5 мг/л наблюдаются в реках Кепина, Котуга и Чуплега, дренирующих водоносный комплекс карбонатных отложений среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми.

Значения 0,5-2 мг/л зафиксированы в устьях рек Сояны и ее притоков – Большой Турьи, Большой Летопалы, Нырзанги, дренирующих песчаники турьинской свиты уфимского яруса, для которых характерны отсутствие гипсов, ангидритов и целестина и хорошо промытые на водоразделах останцы карбонатных пород казанского яруса.

Содержания стронция от 2 до 5 мг/л получены по рекам Кулой и его притокам – Лака, Ежуга, Олма, Полта, Келда, Сотка, дренирующих гипсы и ангидриты сакмарского яруса нижней перми и огипсованные песчаники с проявлениями целестина уфимского яруса верхней перми.

Максимальные содержания стронция обнаруживаются в водах притока реки Кулой – реке Олма и составляют 4,36 мг/л, что не удивительно, так как истоки этой реки находятся в районе Вихтовского рудопроявления целестина, расположенного на границе уфимского и казанского ярусов верхней перми; а также в водах притока реки Мезень – реке Каменка (4,5 мг/л), дренирующей казанский водоносный комплекс с аномально высокими значениями стронция в подземных водах.

Полученные результаты позволяют судить о том, что поверхностный сток рек на площадях развития отложений карбона-перми в меженный период практически полностью определяется подземным стоком. Это связано с минимальной мощностью перекрывающих четвертичных образований на этих площадях: как правило, до 10 м, вплоть до их отсутствия (рис. 6).

Обобщенные данные по средним содержаниям стронция в горных породах, подземных и поверхностных водах сведены в табл. 9, а также отображены графически на рис. 13, который еще раз наглядно демонстрирует взаимозависимость содержаний стронция в горных породах, подземных и поверхностных водах.



Таблица 9

Средние содержания стронция в горных породах, подземных и поверхностных водах на территории Юго-Восточного Беломорья

Водовмещающий комплекс	Литологический состав пород	Средние содержания стронция		
		в горных породах, мг/кг	в подземных водах	в поверхностных водах
			мг/л	
P <sub>2</sub> t <sub>1</sub> -kz <sub>2</sub>	Мергели и алевролиты с прослоями глин, известняков, песчаников	2000	7	2,6
P <sub>2</sub> kz	Известняки с прослоями мергелей и песчаников, мергели	2400	20	4,5
P <sub>2</sub> u	Алевролиты, мергели	452	5	2,7
P <sub>1</sub> s	Доломиты и известняки с прослоями гипсов, гипсы и ангидриты	1006	7	3,5
P <sub>1</sub> a	Доломиты с прослоями известняков, гипсов и песчаников	363	2	0,5
C <sub>2+3</sub>	Известняки, доломиты	71	0,7	0,5
Vpd	Песчаники, аргиллиты, алевролиты	10	0,5	0,1

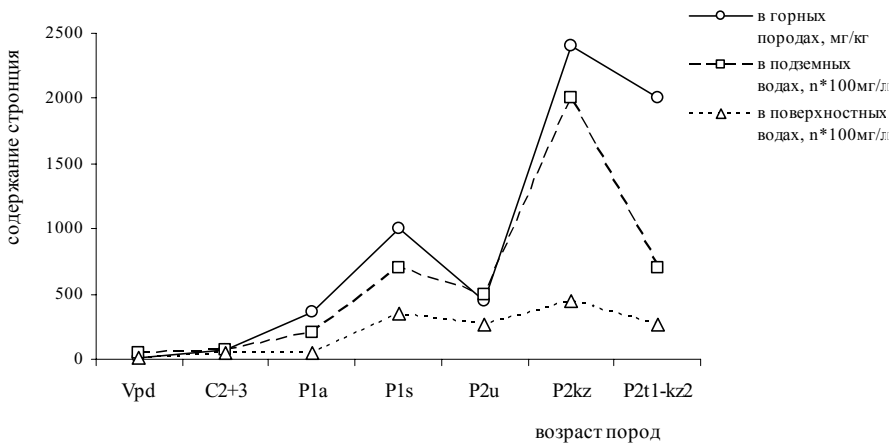


Рис. 13. Содержание стронция в горных породах, подземных и поверхностных водах

### 3.4. Количественные оценки химического стока ионов $\text{Sr}^{2+}$ , $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{HCO}_3^-$

#### 3.4.1. Закономерности распределения величин модулей подземного стока

По фоновым данным, с использованием материалов В.В. Долгополова, Г.С. Черных, Л.Н. Ивановой (1980), а также В.В. Долгополова и Р.С. Штенгелова (1987), составлена схема модулей подземного стока 95 %-ной обеспеченности, представленная на рис. 14. На схеме выделены гидрогеологические районы (I, II, III, IV, V), отличающиеся разными условиями формирования подземного стока, разным строением зоны интенсивного водообмена, сменой роли тех или иных водоносных комплексов в формировании общего подземного расхода.

Модуль подземного стока – это величина, характеризующая естественные ресурсы подземных вод и выражающая расход подземного потока в литрах в секунду с площади  $1 \text{ км}^2$  ( $\text{л/с} \cdot \text{км}^2$ ).

Модуль подземного стока 95 %-ной обеспеченности – это минимальный подземный сток, под которым понимается наименьший в году или в течение многих лет расход подземного стока.

К числу основных факторов, определяющих условия формирования подземного стока любой территории относятся геолого-гидрогеологические, геоморфологические, метеорологические. Наиболее важное значение для данной территории имеют первые две группы факторов, тогда как метеорологический – играет второстепенную роль.

К группе геолого-гидрогеологических факторов применительно к территории ЮВБ следует отнести литологический состав (табл. 7) и фильтрационные свойства водовмещающих пород, а также мощность перекрывающих четвертичных отложений (рис. 6). Фильтрационные свойства послерифейских отложений приведены в табл. 10 (Малов, 2003).

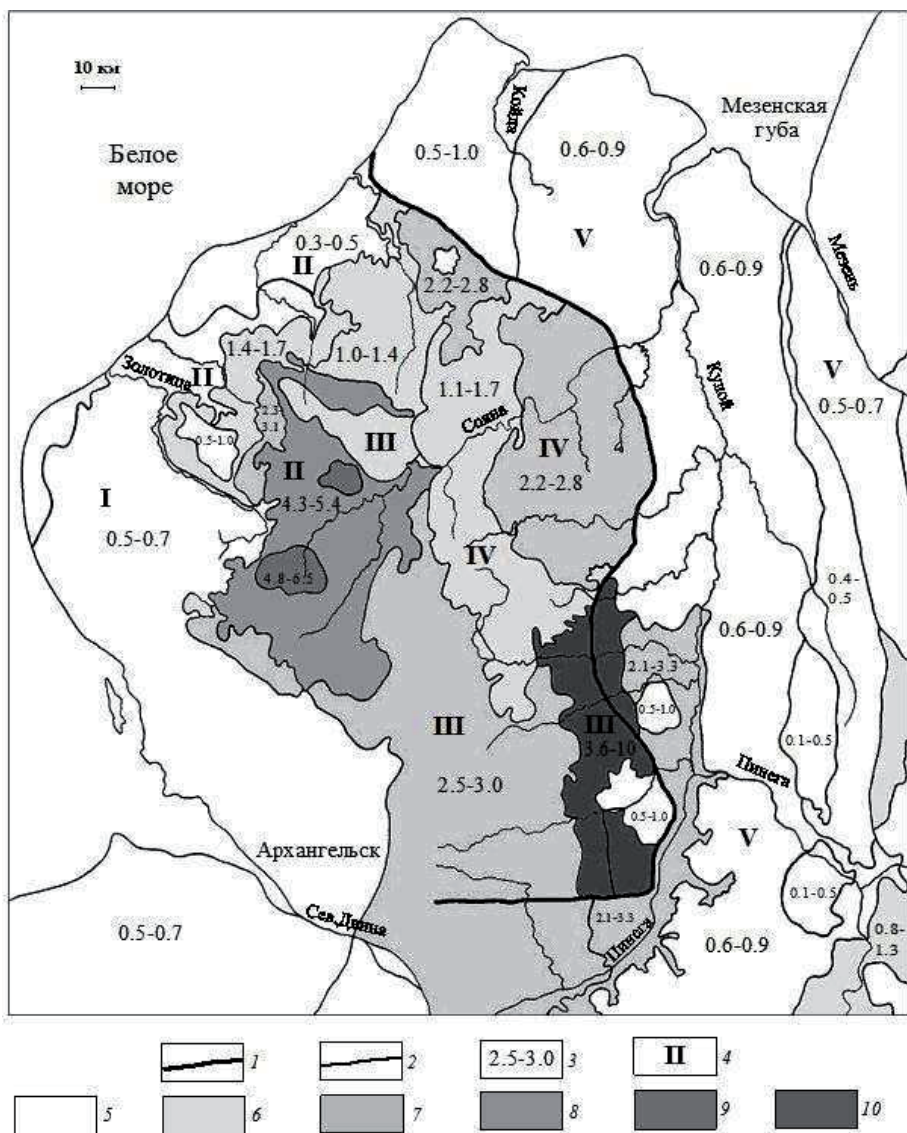


Рис. 14. Схема модулей подземного стока:

1 – граница Беломорско-Кулойского уступа; 2 – граница участков с различными значениями модуля подземного стока; 3 – интервал модуля подземного стока; 4 – гидрогеологический район; 5-10 – средние значения модуля подземного стока, л/с·км<sup>2</sup>: 5 – 0-1; 6 – 1-2; 7 – 2-3; 8 – 3-5; 9 – 5-6; 10 – 6 и более

Таблица 10

## Фильтрационные свойства послерифейских отложений

Стратиграфическое подразделение	Мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водопроницаемость, м <sup>2</sup> /сут
N-Q	100	10 <sup>-4</sup>	0,01
P <sub>2t</sub>	200	0,5	100
P <sub>2kz</sub>	150	7	1050
P <sub>2u</sub>	50	1	50
P <sub>1s</sub>	70	10 <sup>-4</sup>	0,01
C <sub>2+3</sub> – P <sub>1a</sub>	50	50	2500
C <sub>2ur</sub>	30	3,5	105
Vpd	200	1	200
Vmz	250	0,03	7,5
Vu-p (zm)	100	0,01	1
Vu-p (lm-sz)	400	10 <sup>-4</sup>	0,04
Vu-p (tm)	25	1	25

К числу геоморфологических факторов, имеющих значение для изучаемой территории, можно отнести рельеф и эрозионную расчлененность местности. Макропроявлением влияния рельефа на подземный сток следует назвать границу Беломорско-Кулойского уступа, показанную на рис. 14, очерчивающую территорию Беломорско-Кулойского плато (БКП) и резко разграничивающего условия формирования подземных вод западной и восточной частей территории.

По территории ЮВБ величины модулей подземного стока изменяются от 0,1 до 10 л/с·км<sup>2</sup>. Широкий диапазон изменений значений модулей подчеркивает сложность гидрогеологических условий территории.

Для I гидрогеологического района, приуроченного к песчано-глинистым отложениям венда характерны ровные по значению и, в то же время низкие по абсолютной величине значения модулей подземного стока – 0,5-0,7 л/с·км<sup>2</sup>. Это объясняется достаточно низкими фильтрационными свойствами самих водовмещающих пород (коэффициент фильтрации  $k_f$  от 10<sup>-4</sup> до 1 м/сут,

водопроницаемость  $km$  от 0,04 до 200 м<sup>2</sup>/сут); а также максимальным развитием (до 100 и более метров) на площади района четвертичных глинистых отложений (рисунок 3), тоже характеризующихся низкими фильтрационными свойствами ( $k_f$  на уровне  $10^{-4}$  м/сут,  $km - 0,01$  м<sup>2</sup>/сут).

В распределении величин подземного стока во II гидрогеологическом районе наблюдается заметный количественный переход в сторону увеличения значений – от 0,3-0,5 до 1,4-1,7 л/с·км<sup>2</sup> в северной части, до 4,3-5,4 и даже до 4,8-6,5 л/с·км<sup>2</sup> в южной его половине. Для северной части этого района характерно наличие в верхней части разреза терригенных пород урзугской свиты каширского яруса среднего карбона, характеризующихся более высокими фильтрационными свойствами ( $k_f - 3,5$  м/сут,  $km - 105$  м<sup>2</sup>/сут). В центральной части II района в разрезе появляются карбонатные отложения среднего-верхнего карбона – ассельского яруса нижней перми, обладающие максимальными значениями параметров фильтрации ( $k_f - 50$  м/сут,  $km - 2500$  м<sup>2</sup>/сут). Высокая проницаемость пород связана с содержанием в них открытых трещин и карстовых пустот, выполненных известняками и песчаниками, реже гипсами и ангидритами. Кроме того, для этого района характерно снижение мощности перекрывающих четвертичных отложений от 100 до 20 м.

III гидрогеологический район характеризуется чрезвычайно сложными условиями формирования подземного стока. Для него присуще изменение модулей подземного стока в широких пределах. Так, интервалы значений меняются от 1,0-1,4 л/с·км<sup>2</sup> в северо-восточной части района до 2,5-3,0 л/с·км<sup>2</sup> в его южной части. В юго-восточной части района на границе с Беломорско-Кулойским уступом наблюдаются максимальные для всей изучаемой территории значения модулей подземного стока. Они составляют 3,6-10 л/с·км<sup>2</sup>. В северо-западной и южной частях III района подземные воды приурочены к отложениям среднего-верхнего карбона – ассельского яруса нижней перми, обладающих, как указывалось выше, максимальными значениями параметров фильтрации. В юго-восточной части района, где модули максимальны,

формирование подземного стока происходит в условиях широкого развития карстового процесса в гипсово-ангидритовой толще соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми. Здесь породы выходят на дневную поверхность и подвергаются интенсивному растворению под действием атмосферных осадков.

IV район по распределению величин подземного стока четко делится на две части – западную и восточную, имеющие, с одной стороны, невысокие (1,1-1,7 л/с·км<sup>2</sup>), с другой, – повышенные (2,2-2,8 л/с·км<sup>2</sup>) значения модулей подземного стока. Западная половина охватывает район развития турьинских слоев нижней перми и уфимские красноцветы, мало чем отличающихся между собой по величинам подземного стока и характеризующихся слабой водоотдачей пород ( $k_{\phi} - 1$  м/сут,  $km - 50$  м<sup>2</sup>/сут). К тому же мощность четвертичных отложений здесь составляет 20-100 м. В восточной половине района на высоких гипсометрических отметках появляются очень денудированные известняки, известковистые песчаники, мергели казанского яруса. За счет этого, в верхней части гидрогеологического разреза происходит интенсивное движение подземного потока, а внизу, в терригенных слоях, замедленное или очень медленное движение потока, изменение скорости которого зависит от расположения переходной зоны от пород закарстованных к породам слаботрещинистым или обладающих мелкой трещиноватостью. Кроме того, здесь сокращается мощность четвертичных отложений до 20, а в некоторых местах до 0 м.

V гидрогеологический район, расположенный за пределами Беломорско-Кулойского уступа, характеризуется, как и I район, низкими значениями модулей подземного стока – от 0,1 до 0,9 л/с·км<sup>2</sup>. Водовмещающие породы представлены карбонатами казанского яруса, а в восточной части района в верхней части разреза появляются мергели и алевролиты татарского яруса верхней перми. Для этого района характерна минимальная мощность перекрывающих четвертичных отложений (0-20 м).

### 3.4.2. Химический сток $\text{Sr}^{2+}$ , $\text{Ca}^{2+}$ , $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{HCO}_3^-$

В.П. Зверев и Ф.А. Макаренко отмечают, что «подземный химический сток представляет собой процесс совместной миграции растворенных веществ с гравитационными подземными водами в верхних частях земной коры. Количественно подземный сток оценивается массой растворенного вещества, выносимого подземными водами из толщи земной коры в единицу времени, т. е. подземный химический сток является функцией двух параметров: объема подземных вод, участвующих в подземном стоке, и количества растворенных веществ, содержащихся в этих водах. В районах, дренируемых реками, мигрирующие вещества в конечном итоге попадают в реки, а затем выносятся в океан или внутренние водоемы, где происходит их аккумуляция; в бессточных районах они накапливаются в приповерхностных условиях, вызывая континентальное засоление» (Макаренко и др., 1970, с. 30-31).

В.П. Зверевым вводится понятие «массопотока» – это количественное определение химического стока компонента, рассчитываемого по притоку подземных вод в реки с использованием значения модуля подземного стока (Зверев, 1999). В монографии будет использоваться понятие «химический сток иона», что, в сущности, является синонимом понятия массопотока вещества.

Материалы по количественным оценкам процессов переноса вещества представлены в следующих работах (Алекин, 1964, 1966; Богданова, 2003, 2004; Всеволожская, 1976; Всеволожский, 2007; Джамалов и др., 1977; Зверев, 2006; Зекцер, 1984; Коротков, 1983; Макаренко, 1970; Озябкин, 1974), а также у ряда других авторов.

Они отмечают, что геологический перенос растворенных веществ осуществляется, прежде всего, природными водами. Формируется баланс вещества, как в пределах отдельных водосборов, так и всего региона в целом, статистически устойчивый для достаточно длительных промежутков времени (сотни и тысячи лет). Балансовые расчеты оценки переноса вещества дают

ценную информацию о геологическом строении водосборов и о протекающих на них физико-геологических процессов.

В работе автором приводятся примерные количественные оценки величин химического стока  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  на территории Юго-Восточного Беломорья.

Для этого были использованы схема модулей подземного стока 95 %-ной обеспеченности (рис. 14), а также карта распространения стронция в подземных водах (рис. 9).

Вначале вся территория была поделена на водосборные площади, отличающиеся разными значениями модулей подземного стока. Для удобства все водосборы были пронумерованы (от 1 до 31). Далее для каждого водосборного участка определялось среднее значение содержаний ионов ( $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) в подземных водах. Затем высчитывалась величина химического стока ( $Q$ ) по формуле:

$$Q = M \cdot C,$$

где  $M$  – модуль подземного стока 95 %-ной обеспеченности, л/с·км<sup>2</sup>;

$C$  – содержание иона в подземных водах, мг/л.

Для каждой водосборной площади рассчитаны средние значения химического стока  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , приведенные в табл. 11.

По результатам данных расчетов построены картосхемы химических стоков ионов  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  для территории ЮВБ (рис. 15-18). Картосхемы демонстрируют неоднородность распределения значений химического стока ионов по территории ЮВБ. Это связано, прежде всего, с составом водовмещающих пород, а также со значениями модулей подземного стока, которые колеблются в диапазоне от 0,1 до 10 л/с·км<sup>2</sup> (рис. 14).



Таблица 11

Результаты расчетов химического стока  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  с водосборных площадей

Водосбор (№ площади)	Содержания в подземных водах, мг/л				Модуль подзем- ного стока, л/с·км <sup>2</sup> min-max	Химический сток, т/год·км <sup>2</sup> ,			
	$\text{Sr}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$		$\text{Sr}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$
						<u>min-max</u> среднее			
Золотица (1)	0,8	17,2	12,2	81,2	0,5-0,7	<u>0,1-0,2</u> 0,15	<u>2,6-3,6</u> 3,1	<u>1,8-2,6</u> 2,2	<u>12,2-17,0</u> 14,6
Падун (2)	0,1	15,18	3,29	91,5	0,5-0,7	<u>0,02-0,02</u> 0,02	<u>2,3-3,2</u> 2,75	<u>0,5-0,7</u> 0,6	<u>13,7-19,2</u> 16,45
					1,4-1,7	<u>0,04-0,05</u> 0,05	<u>6,4-7,7</u> 7,05	<u>1,4-1,7</u> 1,55	<u>38,4-46,7</u> 42,55
Ручьи (3)	1,5	40,35	69,06	372,1	0,3-0,5	<u>0,1-0,2</u> 0,15	<u>3,6-6,0</u> 4,8	<u>6,2-10,4</u> 8,3	<u>33,5-55,8</u> 44,7
					0,5-0,7	<u>0,2-0,3</u> 0,25	<u>6,1-8,5</u> 7,3	<u>10,4-14,5</u> 12,3	<u>55,8-78,1</u> 67,0
					1,4-1,7	<u>0,6-0,8</u> 0,7	<u>17,0-20,6</u> 18,8	<u>29,0-35,2</u> 32,1	<u>156,3-190,0</u> 173,2
Мегра (4)	1,38	81,7	147,73	333,67	0,3-0,5	<u>0,1-0,2</u> 0,15	<u>7,3-12,3</u> 9,6	<u>13,3-22,2</u> 17,75	<u>30,0-50,0</u> 40,0
					1,0-1,4	<u>0,4-0,6</u> 0,5	<u>24,5-34,3</u> 29,4	<u>44,3-62,1</u> 53,2	<u>100,1-140,1</u> 120,1
Сояна (5, 6)	1,02	68,94	94,62	173,29	1,1-1,7	<u>0,3-0,5</u> 0,4	<u>22,8-35,2</u> 29,0	<u>31,2-48,3</u> 39,8	<u>57,2-88,4</u> 72,8
					2,2-2,8	<u>0,7-0,9</u> 0,8	<u>45,5-58,0</u> 51,8	<u>62,5-79,5</u> 71,0	<u>114,4-145,6</u> 130,0
					0,6-0,9	<u>0,2-0,3</u> 0,25	<u>12,4-18,6</u> 15,5	<u>17,0-25,5</u> 21,3	<u>31,2-46,8</u> 39,0
Кепина (7)	0,5	33,47	6,72	152,54	4,3-5,4	<u>0,6-0,8</u> 0,7	<u>43,2-54,2</u> 48,7	<u>8,7-54,2</u> 9,8	<u>196,8-247,1</u> 222,0
					4,8-6,5	<u>0,7-1,0</u> 0,85	<u>48,2-65,3</u> 56,8	<u>9,7-13,1</u> 11,4	<u>219,7-297,5</u> 258,6
Большая Турья (9)	0,69	1,97	7,68	176,95	1,1-1,7	<u>0,2-0,4</u> 0,3	<u>0,7-1,0</u> 0,85	<u>2,5-3,9</u> 3,2	<u>58,4-90,2</u> 74,3

Большая Летопада (10)	0,65	72,95	50,43	226,98	2,2-2,8	<u>0,4-0,5</u> 0,45	<u>48,1-61,3</u> 54,7	<u>33,3-42,4</u> 37,85	<u>149,8-190,7</u> 170,3
Нырзанга (11, 12)	0,72	63,13	61,48	230,65	2,2-2,8	<u>0,5-0,6</u> 0,55	<u>41,7-53,0</u> 47,35	<u>40,6-51,6</u> 46,1	<u>152,2-193,7</u> 173,0
					0,6-0,9	<u>0,1-0,2</u> 0,15	<u>11,4-17,0</u> 14,2	<u>11,1-16,6</u> 13,9	<u>41,5-62,3</u> 51,9
Лака (14, 15)	3,27	225,05	490,87	191,59	2,2-2,8	<u>2,2-2,8</u> 2,5	<u>148,5-189,0</u> 168,8	<u>324,0-412,3</u> 368,2	<u>126,4-160,9</u> 143,7
					0,6-0,9	<u>0,6-0,9</u> 0,75	<u>40,5-60,8</u> 50,7	<u>88,4-132,5</u> 110,5	<u>34,5-51,7</u> 43,1
					1,1-1,7	<u>1,1-1,7</u> 1,4	<u>74,3-114,8</u> 94,6	<u>162,0-250,3</u> 206,15	<u>63,2-97,7</u> 80,5
Ежуга (16, 17)	6,0	474,71	1162,89	91,5	1,1-1,7	<u>2,0-3,1</u> 2,55	<u>156,6-242,1</u> 199,35	<u>383,8-593,1</u> 488,45	<u>30,2-46,7</u> 38,45
					3,6-10,0	<u>6,5-18,0</u> 12,25	<u>512,7-1424,1</u> 968,4	<u>1255,9-3488,7</u> 2372,3	<u>98,8-274,5</u> 186,65
					0,6-0,9	<u>1,1-1,6</u> 1,35	<u>85,4-128,2</u> 106,8	<u>209,3-314,0</u> 261,65	<u>16,5-24,7</u> 20,6
Полта (18, 19)	7,0	587,0	1292,1	190,7	2,1-3,3	<u>4,4-6,9</u> 5,65	<u>369,8-581,1</u> 475,45	<u>814,0-1279,2</u> 1046,6	<u>120,1-188,8</u> 154,45
					1,1-1,7	<u>2,3-3,6</u> 2,95	<u>193,7-299,4</u> 246,55	<u>426,4-659,0</u> 542,7	<u>62,9-97,3</u> 80,1
					2,5-3,0	<u>5,3-6,3</u> 5,8	<u>440,3-528,3</u> 484,3	<u>969,1-1162,9</u> 1066,0	<u>143,0-171,6</u> 157,3
					3,6-10,0	<u>7,6-21,0</u> 14,3	<u>634,0-1761,0</u> 1197,5	<u>1395,5-3876,3</u> 2635,9	<u>206,0-572,1</u> 389,05
Келда (20, 21)	7,0	527,34	1350,2	181,78	2,5-3,0	<u>5,3-6,3</u> 5,8	<u>395,5-474,6</u> 435,05	<u>1012,6-1215,2</u> 1113,9	<u>136,3-163,6</u> 149,95
					2,1-3,3	<u>4,4-6,9</u> 5,65	<u>332,2-522,1</u> 427,15	<u>850,6-1336,7</u> 1093,65	<u>114,5-180,0</u> 147,25
					3,6-10,0	<u>7,6-21,0</u> 14,3	<u>569,5-1582,0</u> 1075,75	<u>1458,2-4050,6</u> 2754,4	<u>196,3-545,3</u> 370,8
Сотка (22, 23)	6,5	524,61	1263,0	126,88	2,5-3,0	<u>4,9-5,9</u> 5,4	<u>393,5-472,1</u> 432,8	<u>947,3-1136,7</u> 1042,0	<u>95,2-114,2</u> 104,7
					2,1-3,3	<u>4,1-6,4</u> 5,25	<u>330,5-519,4</u> 424,95	<u>795,7-1250,4</u> 1023,05	<u>79,9-125,6</u> 102,75
					0,5-1,0	<u>1,0-2,0</u> 1,5	<u>78,7-157,4</u> 118,05	<u>189,5-378,9</u> 284,2	<u>19,0-38,1</u> 28,55
					3,6-10,0	<u>7,0-19,5</u> 13,25	<u>566,6-1573,8</u> 1070,2	<u>1364,0-3789,0</u> 2576,5	<u>137,0-380,6</u> 258,8

Чуплега (24)	0,5	55,31	12,97	231,87	2,5-3,0	<u>0,4-0,5</u> 0,45	<u>41,5-49,8</u> 45,7	<u>9,7-11,7</u> 10,7	<u>173,9-208,7</u> 191,3
Пинега (25, 26, 27)	6,01	163,12	396,81	141,94	2,1-3,3	<u>3,8-5,9</u> 4,85	<u>102,8-161,5</u> 132,15	<u>250,0-392,8</u> 321,4	<u>89,4-140,5</u> 114,95
					0,1-0,5	<u>0,2-0,9</u> 0,55	<u>4,9-24,5</u> 14,7	<u>11,9-59,5</u> 35,7	<u>4,3-21,3</u> 12,8
					0,8-1,3	<u>1,4-2,3</u> 1,85	<u>39,1-63,6</u> 51,35	<u>95,2-154,8</u> 125,0	<u>34,1-55,3</u> 44,7
					2,5-3,0	<u>4,5-5,4</u> 4,95	<u>122,3-146,8</u> 134,55	<u>297,6-357,1</u> 327,35	<u>106,5-127,7</u> 117,1
					0,6-0,9	<u>1,1-1,6</u> 1,35	<u>29,4-44,0</u> 36,7	<u>71,4-107,1</u> 89,25	<u>25,5-38,3</u> 31,9
					0,6-0,9	<u>0,8-1,2</u> 1,0	<u>59,3-89,0</u> 74,2	<u>139,1-208,7</u> 173,9	<u>27,2-40,9</u> 34,1
Немнюга (29)	1,65	39,48	4,45	131,8	0,6-0,9	<u>0,3-0,4</u> 0,35	<u>7,1-10,7</u> 8,9	<u>13,4-20,1</u> 16,8	<u>23,7-35,6</u> 29,7
					0,4-0,5	<u>0,2-0,3</u> 0,25	<u>4,7-5,9</u> 5,3	<u>8,9-11,2</u> 10,0	<u>15,8-19,8</u> 17,8
Каменка (30)	41,95	55,6	130,15	420,16	0,5-0,7	<u>6,3-8,8</u> 7,55	<u>8,3-11,7</u> 10,0	<u>19,5-27,3</u> 23,4	<u>63,0-88,2</u> 75,6
Мезень (31)	5,53	27,42	155,1	355,53	0,5-0,7	<u>0,8-1,2</u> 1,0	<u>4,1-5,8</u> 4,95	<u>23,3-32,6</u> 27,95	<u>53,3-74,7</u> 64,0

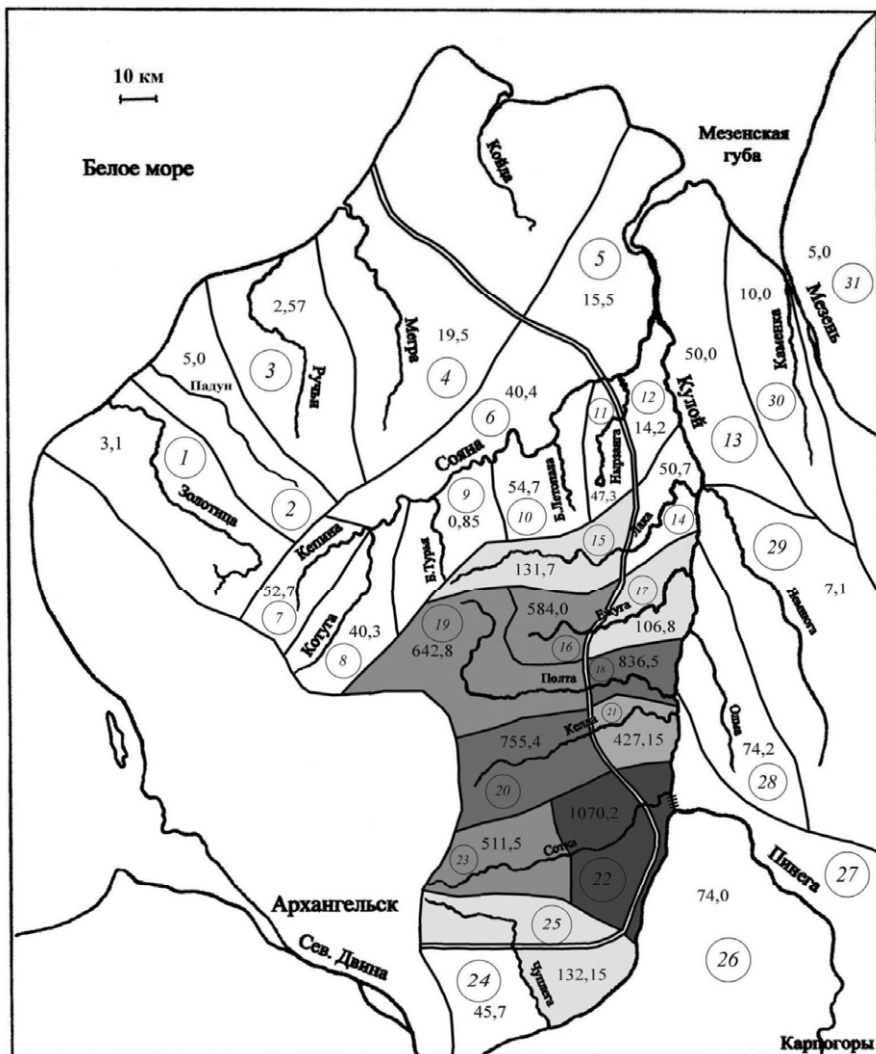


Рис. 15. Картограмма химического стока  $Sr^{2+}$ , т/год·км<sup>2</sup>:

1 – граница Беломорско-Кулойского уступа; 2 – границы водоразделов; 3 – среднее значение выноса стронция с водосборной площади, т/год·км<sup>2</sup>; 4 – номер водосборной площади; 5-9 – средние значения выноса стронция, т/год·км<sup>2</sup>: 5 – 0-2; 6 – 2-5; 7 – 5-7; 8 – 7-10; 9 – 10 и более

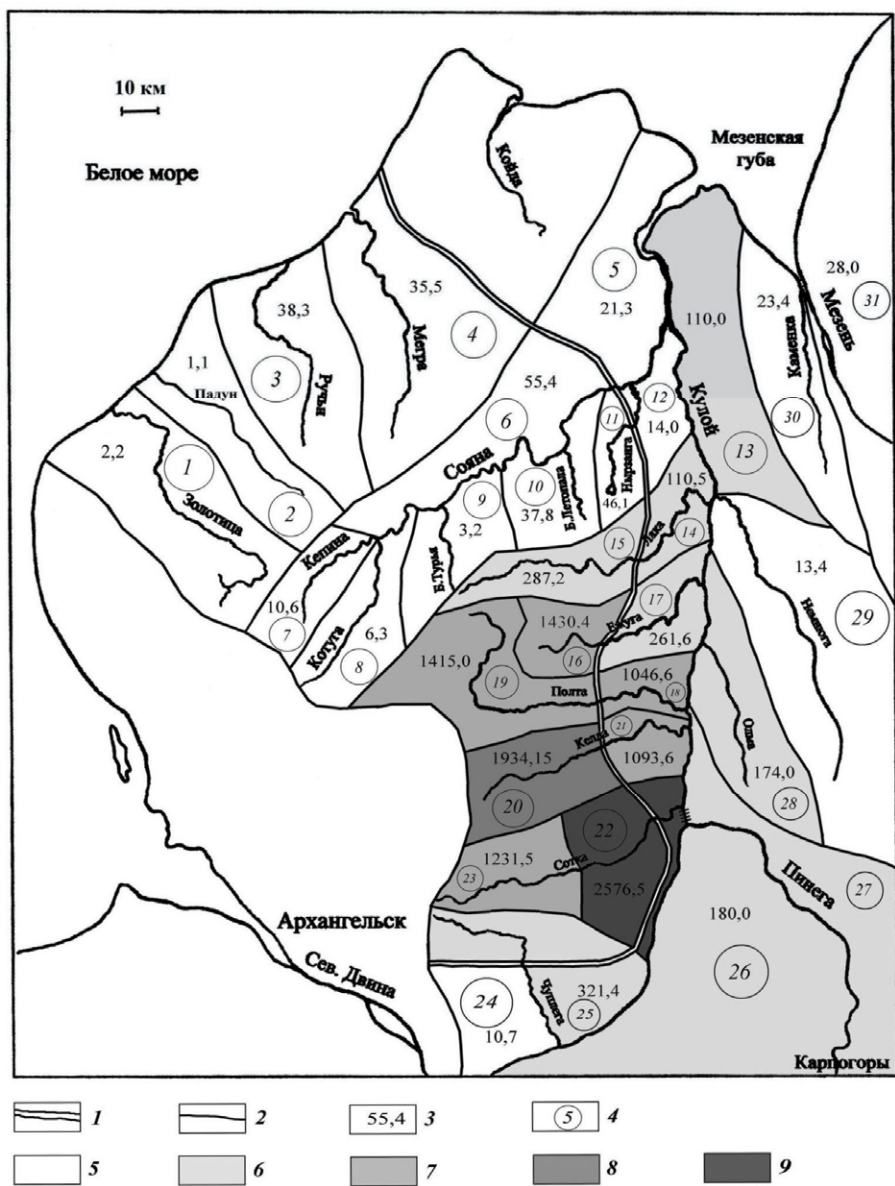


Рис. 16. Картограмма химического стока  $\text{Ca}^{2+}$ , т/год·км<sup>2</sup>:

1 – граница Беломорско-Кулойского уступа; 2 – границы водоразделов; 3 – среднее значение выноса кальция с водосборной площади, т/год·км<sup>2</sup>; 4 – номер водосборной площади; 5-10 – средние значения выноса кальция, т/год·км<sup>2</sup>: 5 – 0-100; 6 – 100-300; 7 – 300-500; 8 – 500-700; 9 – 700-900; 10 – 900 и более

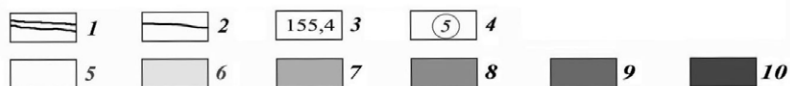
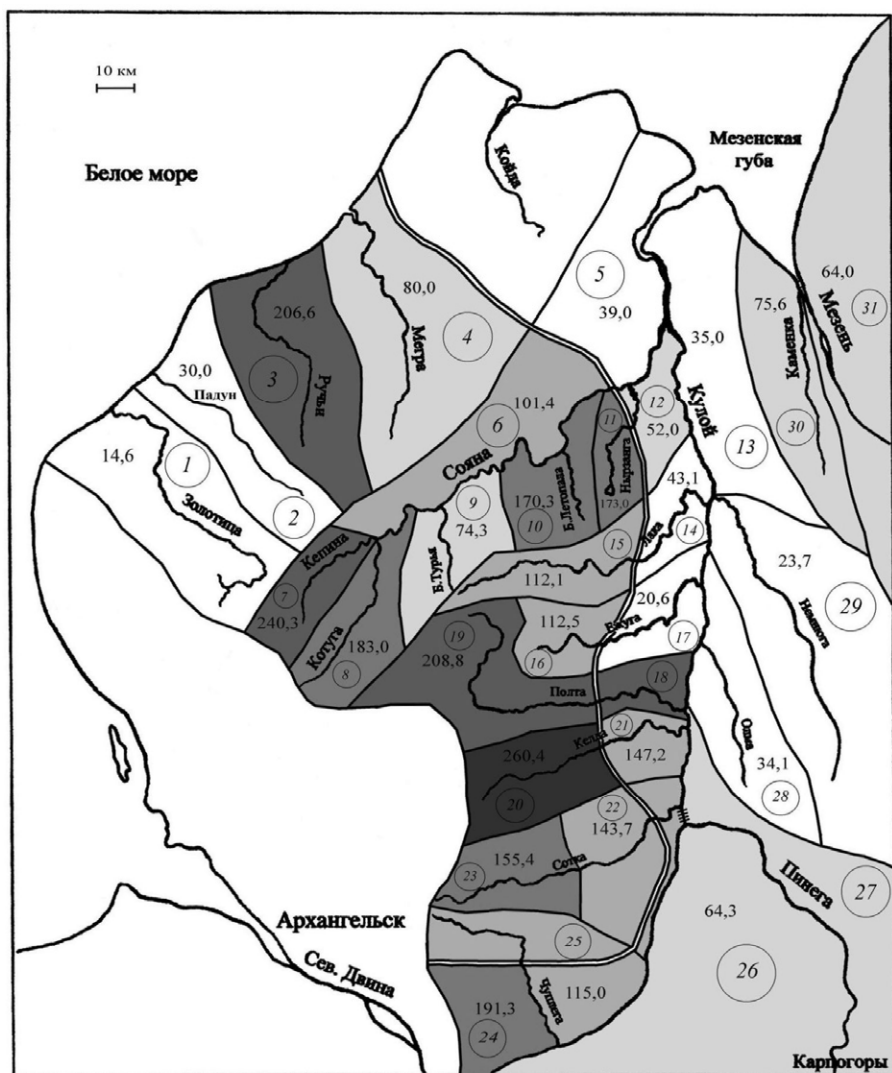


Рис. 17. Картограмма химического стока  $\text{SO}_4^{2-}$ , т/год·км<sup>2</sup>:

1 – граница Беломорско-Кулойского уступа; 2 – границы водоразделов; 3 – среднее значение выноса сульфат-иона с водосборной площади, т/год·км<sup>2</sup>; 4 – номер водосборной площади; 5-9 – средние значения выноса сульфат-иона, т/год·км<sup>2</sup>: 5 – 0-100; 6 – 100-1000; 7 – 1000-1500; 8 – 1500-2000; 9 – 2000 и более

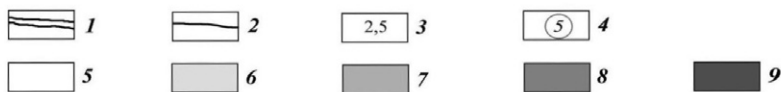
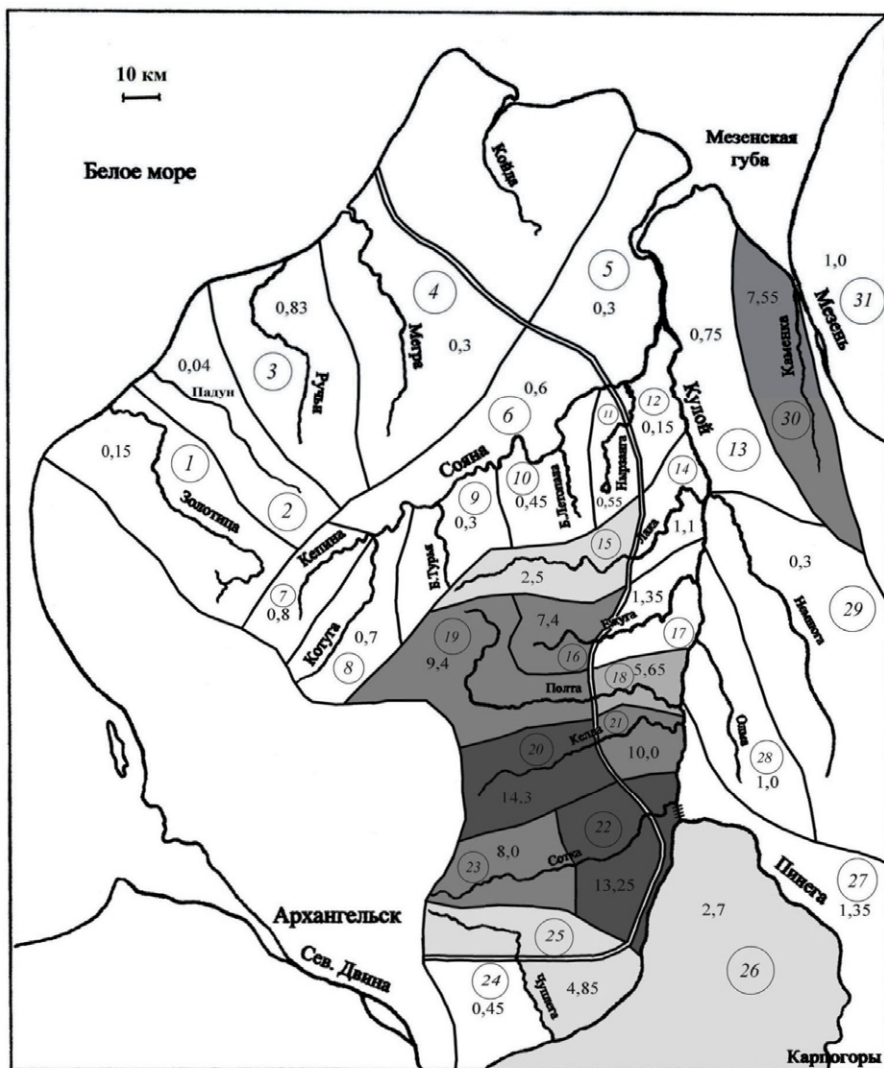


Рис. 18. Карта-схема химического стока  $\text{HCO}_3^-$ , т/год·км<sup>2</sup>:

1 – граница Беломорско-Кулойского уступа; 2 – границы водоразделов; 3 – среднее значение выноса гидрокарбонат-иона с водосборной площади, т/год·км<sup>2</sup>; 4 – номер водосборной площади; 5-9 – средние значения выноса гидрокарбонат-иона, т/год·км<sup>2</sup>: 5 – 0-50; 6 – 50-100; 7 – 100-150; 8 – 150-200; 9 – 200-250; 10 – 250 и более

Максимальные значения химического стока стронция, кальция и сульфат-иона наблюдаются на левобережье верхнего течения р. Кулой: водосборные площади рек Келда и Сотка (№ 20, 22 на рис. 15-17). Это площади развития гипсов соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми, а гипс, как известно, относится к числу сравнительно легко растворимых минералов. Кроме того, на этих же площадях выделяются самые высокие значения модулей подземного стока (до  $10 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ ).

Максимальные значения химического стока гидрокарбонат-иона наблюдаются на площадях развития карбонатных пород среднего и верхнего карбона, а также ассельского яруса нижней перми. Это водосборные площади рек Кепина (7), Котуга (8), Полта (18, 19), а также верхнее течение р. Келда (20), отображенные на рис. 18. Значения модулей подземного стока здесь варьируют от 2,5 до  $6,5 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ .

Следует сделать оговорку относительно химического стока стронция с водосборных площадей 30 и 31 (г. Мезень, пос. Каменка). Несмотря на высокие содержания стронция в подземных водах, величины модулей подземного стока на этих участках очень низкие ( $0,5-0,7 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ ), поэтому значения химического стока не достигают максимальных показателей и составляют  $1 \text{ т/год} \cdot \text{с} \cdot \text{км}^2$  в районе города Мезень и  $7,55 \text{ т/год} \cdot \text{с} \cdot \text{км}^2$  в районе поселка Каменка.

Приведенные картосхемы химического стока стронция, кальция, сульфатов и карбонатов позволяют оценить интенсивность растворения сульфатных (гипсов и целестина) и карбонатных (известняков и доломитов) горных пород на территории ЮББ. А, используя уже эти расчеты, можно дать примерную оценку химического выветривания сульфатных и карбонатных пород для изучаемой территории с течением времени.

3.4.3. Оценка интенсивности растворения сульфатных и карбонатных пород



Для того, чтобы оценить интенсивность растворения и химического выветривания пород с течением времени, вначале были произведены расчеты средневзвешенных значений химического стока стронция, кальция, сульфат- и карбонат-ионов с территории ЮВБ. Для этого вначале высчитывалась площадь каждого водосбора (в км<sup>2</sup>), затем – химический сток иона с площади водосбора (в т/год). Далее находилась суммарная площадь всех водосборных участков и суммарный химический сток иона с данной территории.

Средневзвешенное значение химического стока иона с территории (в т/год·км<sup>2</sup>) высчитывалось путем деления суммарного значения химического стока на суммарную площадь. Результаты расчетов приведены в табл. 12-15.

Затем производились расчеты интенсивности растворения целестина, гипсов, сульфатных и карбонатных пород, которые приводятся ниже. Следует оговориться, что все приведенные в работе расчеты являются упрощенными и позволяют сформировать лишь общую картину о происходящих на данной территории процессах.

### ***Оценка интенсивности растворения целестина***

Для удобства расчетов условно было принято, что весь стронций на изучаемой территории находится в форме целестина (SrSO<sub>4</sub>). Тогда, зная средневзвешенное значение химического стока Sr<sup>2+</sup> (табл. 12) с исследуемой территории (2,54 т/год с км<sup>2</sup>), а также молекулярные массы Sr<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (88 и 96 соответственно), можно составить пропорцию, которая позволит рассчитать химический сток сульфат-иона за счет растворения целестина. Пропорция будет иметь следующий вид:

$$\frac{Sr^{2+}}{SO_4^{2-}} : \frac{88}{96} : \frac{2,54}{x}, \text{ отсюда, } x = 2,8,$$

т. е. химический сток сульфат-иона за счет растворения целестина составляет 2,8 т/год с км<sup>2</sup>.

Общее же количество растворяющегося целестина на территории ЮВБ составит примерно 5 т/год·км<sup>2</sup>:

$$SrSO_4 = Sr^{2+} + SO_4^{2-} = 2,54 + 2,8 = 5,34 \approx 5 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2) \quad (1)$$

Таблица 12

Расчет средневзвешенного значения химического стока стронция с территории Юго-Восточного Беломорья

Номер водосборной площади	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Среднее значение химического стока Sr <sup>2+</sup> , т/год·км <sup>2</sup>	Химический сток Sr <sup>2+</sup> с водосборной площади, т/год
1	1258,14	0,5	629,07
2	887,15	0,04	35,49
3	1258,14	0,83	1044,26
4	1693,65	0,3	508,1
5	1193,62	0,3	358,09
6	967,8	0,6	580,68
7	403,25	0,8	322,6
8	629,07	0,7	440,35
9	612,94	0,3	183,88
10	532,29	0,45	239,53
11	193,56	0,55	106,46
12	338,73	0,15	50,81
13	1048,45	0,75	786,34
14	370,99	1,1	408,09
15	548,42	2,5	1371,05
16	403,25	7,4	2984,05
17	451,64	1,35	609,71
18	290,34	5,65	1640,42
19	951,67	9,4	8945,7
20	580,68	14,3	8303,72
21	322,6	10,0	3226,0
22	580,68	13,25	7694,01
23	516,16	8,0	4129,28
24	435,51	0,45	195,98
25	838,76	4,85	4067,99
26	3016,31	2,7	8144,04
27	1048,45	1,35	1415,41
28	790,37	1,0	790,37
29	2032,38	0,3	609,71
30	919,41	7,55	6941,55
31	1854,95	1,0	1854,95
Суммарное значение	26969,36		68617,69
Средневзвешенное значение химического стока Sr <sup>2+</sup> , т/год·км <sup>2</sup>			<b>2,54</b>

Таблица 13

Расчет средневзвешенного значения химического стока кальция с территории Юго-Восточного Беломорья

Номер водосборной площади	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Среднее значение химического стока Ca <sup>2+</sup> , т/год·км <sup>2</sup>	Химический сток Ca <sup>2+</sup> с водосборной площади, т/год
1	1258,14	10,3	12958,84
2	887,15	5,0	4435,75
3	1258,14	2,57	3233,42
4	1693,65	19,5	33026,17
5	1193,62	15,5	18501,11
6	967,8	40,4	39099,12
7	403,25	52,7	21251,27
8	629,07	40,3	25351,52
9	612,94	0,85	521,0
10	532,29	54,7	29116,26
11	193,56	47,3	9155,39
12	338,73	14,2	4809,97
13	1048,45	50,0	52422,5
14	370,99	50,7	18809,19
15	548,42	131,7	72226,91
16	403,25	584,0	235498,0
17	451,64	106,8	48235,15
18	290,34	836,5	242869,41
19	951,67	642,8	611733,47
20	580,68	755,4	438645,67
21	322,6	427,15	137798,59
22	580,68	1070,2	621443,73
23	516,16	511,5	264015,84
24	435,51	45,7	19902,81
25	838,76	132,15	110842,13
26	3016,31	74,0	223206,94
27	1048,45	74,0	77585,3
28	790,37	74,2	58645,45
29	2032,38	7,1	14429,9
30	919,41	10,0	9194,2
31	1854,95	5,0	9274,75
Суммарное значение	26969,36		3468240,0
Средневзвешенное значение химического стока Ca <sup>2+</sup> , т/год·км <sup>2</sup>			<b>128,6</b>

Таблица 14

Расчет средневзвешенного значения химического стока  $\text{SO}_4^{2-}$  с территории Юго-Восточного Беломорья

Номер водосборной площади	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Среднее значение химического стока $\text{SO}_4^{2-}$ , т/год·км <sup>2</sup>	Химический сток $\text{SO}_4^{2-}$ с водосборной площади, т/год
1	1258,14	7,3	9184,42
2	887,15	1,1	975,86
3	1258,14	38,3	48186,76
4	1693,65	35,5	60124,57
5	1193,62	21,3	25424,11
6	967,8	55,4	53616,12
7	403,25	10,6	4274,45
8	629,07	6,3	3963,14
9	612,94	3,2	1961,41
10	532,29	37,8	20120,56
11	193,56	46,1	8923,12
12	338,73	14,0	4742,22
13	1048,45	110,0	115329,5
14	370,99	110,5	40994,4
15	548,42	287,2	157506,22
16	403,25	1430,4	576808,8
17	451,64	261,6	118149,02
18	290,34	1046,6	303869,84
19	951,67	1415,0	1346613,0
20	580,68	1934,15	1123122,2
21	322,6	1093,6	352795,36
22	580,68	2576,5	1496122,0
23	516,16	1231,5	635651,04
24	435,51	10,7	4659,96
25	838,76	321,4	269577,46
26	3016,31	180,0	542935,8
27	1048,45	180,0	188721,0
28	790,37	174,0	137524,38
29	2032,38	13,4	27233,89
30	919,41	23,4	21514,19
31	1854,95	28,0	51938,6
Суммарное значение	26969,36		7752563,0
Средневзвешенное значение химического стока $\text{SO}_4^{2-}$ , т/год·км <sup>2</sup>			<b>287,5</b>

Таблица 15

Расчет средневзвешенного значения химического стока  $\text{HCO}_3^-$  с территории Юго-Восточного Беломорья

Номер водосборной площади	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Среднее значение химического стока $\text{HCO}_3^-$ , т/год·км <sup>2</sup>	Химический сток $\text{HCO}_3^-$ с водосборной площади, т/год
1	1258,14	48,7	61271,42
2	887,15	30,0	26614,5
3	1258,14	206,6	259931,72
4	1693,65	80,0	135492,0
5	1193,62	39,0	46551,18
6	967,8	101,4	98134,92
7	403,25	240,3	96900,97
8	629,07	183,0	115119,81
9	612,94	74,3	45541,44
10	532,29	170,3	90648,99
11	193,56	173,0	33485,88
12	338,73	52,0	17613,96
13	1048,45	35,0	36695,75
14	370,99	43,1	15989,67
15	548,42	112,1	61477,88
16	403,25	112,5	45365,62
17	451,64	20,6	9303,78
18	290,34	208,8	60622,99
19	951,67	208,8	198708,69
20	580,68	155,4	90237,67
21	322,6	147,2	47486,72
22	580,68	143,7	83443,72
23	516,16	155,4	80211,26
24	435,51	191,3	83313,06
25	838,76	115,0	96457,4
26	3016,31	64,3	193948,73
27	1048,45	64,3	67415,33
28	790,37	34,1	26951,62
29	2032,38	23,7	48167,41
30	919,41	75,6	69507,4
31	1854,95	64,0	118716,8
Суммарное значение	26969,36		2461328,0
Средневзвешенное значение химического стока $\text{SO}_4^{2-}$ , т/год·км <sup>2</sup>			<b>91,26</b>

Вместе с тем, средневзвешенное значение химического стока  $\text{SO}_4^{2-}$  с исследуемой территории составляет 287,5 т/год·км<sup>2</sup> (табл. 14). Таким образом, можно предположить, что 284,7 т/год·км<sup>2</sup> сульфат-иона образуется за счет растворения гипсов (287,5–2,8=284,7).

Интересной представляется возможность оценки интенсивности растворения целестина, а также гипсов на 22 водосборной площади (р. Сотка), поскольку это – территория максимального развития гипсоносных пород. Здесь отмечаются самые высокие значения химического стока стронция, кальция и сульфат-иона. Кроме того, здесь же максимальны значения модулей подземного стока (3,6-10 л/с·км<sup>2</sup>).

Для 22 водосбора среднее значение химического стока  $\text{Sr}^{2+}$  составит 13,25 т/год·км<sup>2</sup> (рис. 15). Чтобы высчитать химический сток сульфат-иона за счет растворения целестина на территории водосбора составим пропорцию:

$$\frac{\text{Sr}^{2+}}{\text{SO}_4^{2-}} : \frac{88}{96} : \frac{13,25}{x}, \text{ отсюда, } x = 14,5,$$

т. е. химический сток  $\text{SO}_4^{2-}$  за счет растворения целестина на территории 22 водосборной площади составляет 14,5 т/год·км<sup>2</sup>.

Общее же количество растворяющегося целестина на водосборе р. Сотки составит примерно 28 т/год·км<sup>2</sup>, что почти в 6 раз выше, чем в среднем на территории ЮВБ:

$$\text{SrSO}_4 = \text{Sr}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} = 13,25 + 14,5 = 27,75 \approx 28 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2 \text{)} \quad (2)$$

Разница между средним значением химического стока  $\text{SO}_4^{2-}$  с территории 22 водосбора (рис. 17) и  $\text{SO}_4^{2-}$ , образующимся за счет растворения целестина на этом же участке равна 2562 т/год·км<sup>2</sup> (2576,5–14,5=2562 т/год·км<sup>2</sup>). Можно предполагать, что полученное количество сульфат-иона образуется при растворении гипса на территории водосборной площади.

### ***Оценка интенсивности растворения гипсов***

При расчете общего количества растворяющегося целестина на территории ЮВБ было предположено, что 284,7 т/год·км<sup>2</sup>  $\text{SO}_4^{2-}$  образуется за

счет растворения гипсов. Зная молекулярные массы  $Ca^{2+}$  (40) и  $SO_4^{2-}$  (96), можно составить подобную пропорцию и высчитать химический сток кальция при растворении гипсов:

$$\frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} : \frac{40}{96} : \frac{x}{284,7}, \text{ отсюда, } x = 118,6,$$

т. е. химический сток кальция за счет растворения гипсов составляет 118,6 т/год км<sup>2</sup>.

Общее количество растворяющихся гипсов на территории ЮВБ составит примерно 400 т/год·км<sup>2</sup>:

$$CaSO_4 = Ca^{2+} + SO_4^{2-} = 118,6 + 284,7 = 403,3 \approx 400 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2) \quad (3)$$

Вместе с тем, средневзвешенное значение химического стока кальция с исследуемой территории, как следует из табл. 13, составляет 128,6 т/год·км<sup>2</sup>.

Таким образом, можно предполагать, что 10 т/год·км<sup>2</sup> кальция (128,6–118,6=10) образуется за счет растворения карбонатов.

Рассмотрим аналогичным образом растворение гипсов на 22 водосборной площади (водосбор реки Сотка).

Как следует из предыдущих расчетов, количество сульфат-иона, образующегося при растворении гипсов на данной территории составит 2562 т/год·км<sup>2</sup>. Таким образом, из предложенной пропорции высчитаем химический сток кальция, образующийся при растворении гипсов:

$$\frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} : \frac{40}{96} : \frac{x}{2562}, x = 1067,5$$

который составляет 1067,5 т/год·км<sup>2</sup>.

Общее количество растворяющихся гипсов на территории водосбора составит примерно 3630 т/год·км<sup>2</sup>, что почти в 9 раз больше, чем на территории ЮВБ в среднем:

$$CaSO_4 = Ca^{2+} + SO_4^{2-} = 1067,5 + 2562 = 3629,5 \approx 3630 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2) \quad (4)$$

Разница между средним значением химического стока  $Ca^{2+}$  с территории 22 водосбора (рис. 16) и  $Ca^{2+}$ , образующимся за счет растворения гипса на этом

же участке равна 2,7 т/год·км<sup>2</sup> (1070,2–1067,5=2,7 т/год·км<sup>2</sup>). Т. е. на территории максимального растворения гипсов интенсивность растворения карбонатов минимальна и почти в 4 раза ниже, чем в среднем на территории ЮВБ.

### ***Оценка интенсивности растворения карбонатов***

При расчете интенсивности растворения гипсов было показано, что 10 т/год·км<sup>2</sup> Са<sup>2+</sup> выносятся за счет растворения карбонатов. Молекулярная масса СО<sub>3</sub><sup>2-</sup> равна 60, тогда, по аналогии с вышеизложенным, составим следующую пропорцию и узнаем, сколько СО<sub>3</sub><sup>2-</sup> образуется при растворении карбонатных пород:

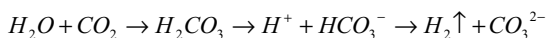
$$\frac{Ca^{2+}}{CO_3^{2-}} : \frac{40}{60} : \frac{10}{x}, \text{ отсюда } x=15,$$

т. е. химический сток карбонат-иона за счет растворения карбонатов составляет 15 т/год·км<sup>2</sup>.

Общее количество растворяющихся карбонатов на территории ЮВБ в среднем теоретически составит 25 т/год·км<sup>2</sup>:

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-} = 10 + 15 = 25 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2\text{)} \quad (5)$$

Средневзвешенное значение химического стока НСО<sub>3</sub><sup>-</sup> с территории, исходя из таблицы 9, составляет 91,26 т/год·км<sup>2</sup>. Таким образом, можно предположить, что разница в 76,26 т/год·км<sup>2</sup> между средневзвешенным значением стока НСО<sub>3</sub><sup>-</sup> и теоретически полученным (91,26–25=76,26) образуется, по-видимому, в результате растворения в воде углекислоты атмосферного и биогенного происхождения:



Для карбонатных пород интересно рассмотреть интенсивность их растворения на водосборной площади № 7 (водосбор реки Кепина). На этой территории значения химического стока гидрокарбонат-иона максимальны (рис. 18), поскольку здесь развиты известняки и доломиты среднего и верхнего карбона, значения модулей подземного стока колеблются от 4,3 до 6,5 л/с·км<sup>2</sup>.



На водосборном участке р. Кепины среднее значение химического стока  $Ca^{2+}$  составляет 52,7 т/год·км<sup>2</sup>. Из пропорции высчитаем, сколько  $CO_3^{2-}$  образуется при растворении карбонатов:

$$\frac{Ca^{2+}}{CO_3^{2-}} : \frac{40}{60} : \frac{52,7}{x}, \text{ отсюда } x = 79,05,$$

т. е. химический сток карбонат-иона за счет растворения карбонатных пород составит 79,05 т/год·км<sup>2</sup>.

Общее количество растворяющихся карбонатов на территории 7 водосбора составляет примерно 132 т/год с км<sup>2</sup>, что почти в 5 раз выше, чем на территории ЮВБ в среднем:

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-} = 52,7 + 79,05 = 131,75 \approx 132 \text{ (т/год} \cdot \text{км}^2) \quad (6)$$

Вместе с тем, средневзвешенное значение химического стока  $HCO_3^-$  с водосборной площади составляет 240,3 т/год·км<sup>2</sup> (рис. 18).

Таким образом, можно предположить, что 161,25 т/год·км<sup>2</sup> гидрокарбонат-иона ( $240,3 - 79,05 = 161,25$ ) образуется в результате растворения в воде углекислоты атмосферного и биогенного происхождения.

Далее, оценив интенсивность растворения сульфатных и карбонатных пород на территории ЮВБ, можно примерно рассчитать интенсивность химического выветривания этих пород с течением времени.

### ***Интенсивность химического выветривания сульфатных и карбонатных пород на территории ЮВБ***

Химическое выветривание – это часть общего природного процесса, приводящего к разрушению горных пород на поверхности Земли и выравниванию рельефа. Выветривание происходит как в зоне аэрации, так и в зоне распространения подземных вод, характеризующихся высокой степенью неравновесности между водой и породой и высокими скоростями движения ( $10^{-2}$ - $10^{-3}$  см/с). В конечном итоге оно заключается в изменении минерального и химического состава породы в новых термодинамических условиях под

влиянием маломинерализованных водных растворов и биохимической деятельности.

Химическое выветривание осуществляется в результате ряда химических реакций, среди которых преобладают процессы взаимодействия воды и породы, заключающиеся как в растворения минерального вещества последней, так и в образовании вторичных продуктов. Растворение карбонатов и сульфатов происходит конгруэнтно, в результате чего твердая фаза полностью переходит в жидкую, и вещество участвует в дальнейшем совместном с ней переносе (Зверев, 1997).

Интенсивность химического выветривания горных пород можно оценить по следующей формуле:

$$b = \frac{Q \cdot 10^{-3}}{\rho} \quad (7)$$

где  $b$  – интенсивность химического выветривания породы, мм/год,

$Q$  – общее количество растворяющейся горной породы, т/год·км<sup>2</sup>,

$\rho$  – плотность горной породы, г/см<sup>3</sup>.

Вначале высчитаем интенсивность химического выветривания сульфатных и карбонатных горных пород за год.

Если общее количество растворяющегося целестина на территории ЮВБ согласно формуле (1) составляет 5 т/год·км<sup>2</sup>, а его плотность равна 3,97 г/см<sup>3</sup> (Кузин и др., 1983; Свойства элементов..., 1985), то по формуле (7) интенсивность химического выветривания целестина составит порядка 0,0012 мм в год.

Для водосбора реки Сотка (водосборная площадь № 22), как для участка с самыми высокими значениями химического стока стронция, кальция и сульфатов, количество растворяющегося целестина в 6 раз выше, чем на всей территории ЮВБ в целом и составляет 28 т/год·км<sup>2</sup>, согласно формуле (2). Интенсивность его химического выветривания на этом участке, исходя из формулы (7), будет равна примерно 0,007 мм в год.

Общее количество растворяющихся гипсов на всей исследуемой территории по формуле (3) составляет  $400 \text{ т/год} \cdot \text{км}^2$ , их плотность –  $2,3 \text{ г/см}^3$ . Значит по формуле (7), интенсивность химического выветривания гипсов будет равна  $0,17 \text{ мм/год}$ .

Количество растворяющихся гипсов на территории 22 водосбора примерно в 9 раз выше, чем на территории ЮВБ в целом и составляет  $3630 \text{ т/год} \cdot \text{км}^2$ , согласно формуле (4). Интенсивность их химического выветривания в течение года по формуле (7) будет равна примерно  $1,6 \text{ мм}$ .

Аналогично рассчитана интенсивность химического выветривания карбонатных пород на территории ЮВБ ( $Q=25 \text{ т/год} \cdot \text{км}^2$ , из формулы (5),  $\rho=2,7 \text{ г/см}^3$ ), и она составляет порядка  $0,01 \text{ мм}$  в год.

При проведении расчетов по растворимости карбонатных пород отдельно рассматривалась водосборная площадь реки Кепина (№ 7), как участок с максимальным химическим стоком  $\text{HCO}_3^-$ . Интенсивность их химического выветривания за год по формуле (7) составит примерно  $0,05 \text{ мм}$  ( $Q=132 \text{ т/год} \cdot \text{км}^2$ , из формулы (6),  $\rho=2,7 \text{ г/см}^3$ ).

Учитывая, что рельеф данного района сформировался, в основном, после таяния валдайского ледника (примерно 10000 лет назад), можно предположить, какое количество сульфатных и карбонатных пород было выветрено за этот период. Так, на территории ЮВБ в среднем за этот период могло быть денудировано до  $1,7 \text{ м}$  гипсовой и до  $0,1 \text{ м}$  карбонатной толщи. Целестина же на данной территории по приблизительным оценкам было выщелочено количество, эквивалентное слою толщиной  $1,2 \text{ см}$ .

На водосборной площади р. Сотки (№ 22) интенсивность химического выветривания гипсов за 10000 лет почти в 9 раз выше, чем на территории ЮВБ в целом и составляет порядка  $16 \text{ м}$ . Интенсивность химического выветривания целестина практически в 6 раз выше и составляет около  $7 \text{ см}$ .

На водосборной площади р. Кепины (№ 7) за 10000 лет могло быть денудировано порядка  $0,5 \text{ м}$  карбонатной толщи, что в 5 раз выше по сравнению с выветриванием карбонатов на всей территорией ЮВБ.

## Глава 4.

### Факторы, контролирующие развитие стронцийсодержащих подземных вод

Среди факторов, отвечающих за развитие стронций-содержащих подземных вод, можно выделить следующие:

- 1) состав водовмещающих пород;
- 2) возраст водовмещающих пород;
- 3) мощность и состав перекрывающих отложений;
- 4) состав атмосферных осадков;
- 5) химический состав подземных вод;
- 6) интенсивность подземного стока;
- 7) фильтрационные свойства пород;
- 8) интенсивность развития сульфатного и карбонатного карста.

Три последних фактора сами зависят от мощности перекрывающих отложений и состава пород, т. е. их воздействие на формирование стронцийсодержащих подземных вод косвенное (Полякова и др., 2005).

Ниже приводится анализ значимости каждого из этих факторов.

#### 4.1. Состав водовмещающих пород

Химический макрокомпонентный состав подземных вод определяется, прежде всего, основным составом водовмещающих пород. В карбонатных породах преобладают гидрокарбонатные магниево-кальциевые, в сульфатных – сульфатно-кальциевые, в песчано-глинистых – гидрокарбонатно-натриевые и кальциевые воды.

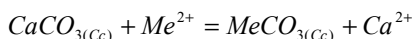
Стронций относится к числу микрокомпонентов подземных вод. Он может встречаться в породах любого литологического состава. Большей частью стронций входит в состав карбонатных, сульфатных и песчано-глинистых пород в качестве элемента-примеси. Он не определяет основной состав породы,

но активно участвует в процессах растворения и выщелачивания, происходящих под воздействием атмосферных и подземных вод.

В работе (Carbonates..., 1983), в частности, рассматривается вхождение элементов-примесей в карбонатные минералы. Второстепенными карбонатными минералами называются двухвалентные катионогенные элементы ( $Mg^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$  и  $Sr^{2+}$ ), которые могут входить в состав карбонатов различным образом:

- при замещении иона  $Ca^{2+}$  в структуре  $CaCO_3$ ;
- как изоморфная примесь, располагающаяся между плоскостями структуры;
- в результате размещения в вакантных позициях решетки, обусловленных дефектами кристаллической структуры;
- в результате адсорбции, обусловленной остаточными зарядами ионов.

Вхождение двухвалентных элементов-примесей ( $Me^{2+}$ ) в кальцит (Cc) может быть выражено реакцией:



Кроме того, стронций может образовывать самостоятельные минералы – стронцианит ( $SrCO_3$ ) и целестин ( $SrSO_4$ ). В сульфатных толщах он склонен к изоморфизму целестина и ангидрита, а в карбонатных – известняка и доломита. Может присутствовать в сорбированном виде на глинистых коллоидах, откуда трудно десорбируется (Юдович и др., 1980).

В целом, содержания стронция в подземных водах, как показано выше, непосредственно связаны с его распределением в водовмещающих породах. Чем выше валовые содержания стронция в породах, тем выше и его концентрации в подземных и поверхностных водах. Графически это изображено на рис. 13 (Глава 3, раздел 3.2).

В осадочных породах накопление стронция происходит в основном в процессе испарительного концентрирования морской воды в мелководных,

изолированных от моря солеродных бассейнах в условиях аридного климата. На территории Мезенской синеклизы подобные бассейны и условия имели место в каменноугольное и пермское время. В ходе испарительного концентрирования морской воды в первую очередь, при минерализации порядка 70 г/л осаждались карбонаты; затем при минерализации около 140 г/л – сульфаты (Гаррелс и др., 1968, 1974). Стронций, входя в состав как карбонатных, так и сульфатных минералов, соосаждался и с карбонатами (известняками, доломитами), и с сульфатами (гипсами, ангидритами).

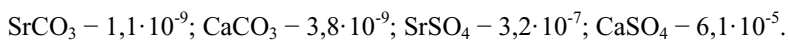
В работе (Сонненфелд, 1988) отмечается, что испаряющаяся морская вода становится насыщенной по отношению к сульфату стронция, когда ее объем снижается до четверти первоначального объема. Поэтому стронций кристаллизуется в основном в виде друз целестина в известняке. В доломитах целестина заполняет трещины или является цементом. В очень небольших размерах наблюдается замещение стронцием кальция в кристаллической решетке гипса. Однако, чем выше скорость испарения, тем больше стронция входит изоморфно в кристаллическую решетку гипса. Первичные гипс и ангидрит характеризуются близкими содержаниями стронция. Целестин изоморфен с ангидритом и образует в нем очень мелкие кристаллы. Но при гипсификации ангидрита стронций высвобождается и вновь осаждается уже в виде идиоморфных кристаллов целестина.

С палеогеографической точки зрения проявления целестина связаны с отмелями, где он выпадает совместно с карбонатами до начала осаждения гипса. Содержание стронция возрастает вверх по разрезу и от центра бассейна к его краям (Сонненфелд, 1988; Turekian, 1964).

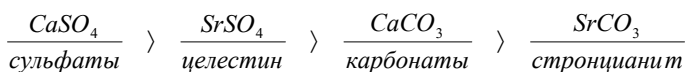
Переход стронция в подземные воды осуществляется в результате таких химических процессов, как растворение, выщелачивание, гидролиз, ионный обмен, десорбция. Основными процессами, формирующими состав подземных вод, являются растворение и выщелачивание. Поэтому в дальнейшем мы будем оперировать этими двумя понятиями.

Растворение – это процесс перехода вещества из твердой фазы в жидкую, сопровождаемый разрушением кристаллической структуры твердой фазы. Этим он отличается от процесса выщелачивания (экстракции), представляющего избирательное извлечение какого-либо компонента из твердого вещества, сохраняющего при этом свою кристаллическую структуру (Крайнов, 2004).

В подземные воды стронций попадает в процессе растворения и выщелачивания водовмещающих пород. Однако наиболее интенсивно он переходит в раствор при растворении сульфатов, нежели карбонатов, поскольку растворимость сульфатных пород выше карбонатных (Зверев, 1967). Это определяется значениями произведений растворимости (ПР) карбонатных и сульфатных пород. Приведем значения ПР для стронцианита, известняка, целестина и гипса:



Т. е., исходя из значений ПР, интенсивность растворения карбонатных и сульфатных пород можно представить следующим рядом:



Таким образом, видно, что вначале растворяются сульфатные породы (гипс, затем целестин), а потом уже карбонатные (известняк и далее стронцианит).

Рассмотрим более детально, как влияет состав пород на содержания  $\text{Sr}^{2+}$  в подземных водах. Для этого проанализируем распределение карбонатной и сульфатной составляющей по разрезу осадочной толщи.

#### 4.1.1. Распределение карбонатов по разрезу

Количество карбонатов по разрезу может характеризовать содержание СаО в породах.

Состав вендских отложений довольно стабилен по всей территории Мезенской синеклизы. В основном это аргиллиты и алевролиты с прослоями

песчаников. На рис. 19 показан график распределения CaO по свитам и слоям венда.

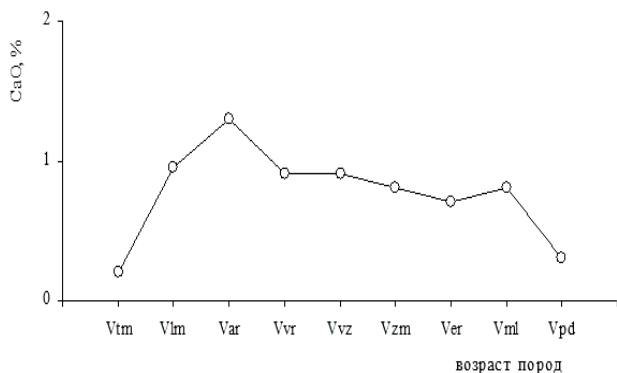


Рис. 19. Распределение CaO по слоям и свитам венда

На территории ЮВБ вендские отложения представлены в объеме усть-пинезской (тамицкие, лямцкие, архангельские, верховские, сюзыминские, вайзицкие, зимнегорские слои), мезенской (ергинские, мельские слои) и падунской свит. Минимальное содержание карбонатов отмечается в породах падунской свиты и составляет в среднем 0,3 %. Исключение представляют тамцкие слои усть-пинезской свиты венда, где содержание CaO в среднем составляет 0,2 %.

В целом для глинистых отложений венда отмечаются низкие и стабильные содержания CaO (порядка 1 %). Равномерность распределения CaO по разрезу венда обеспечивается за счет постоянного присутствия в цементе.

Каменноугольная система на территории ЮВБ представлена в составе среднего и верхнего отделов. Здесь происходит резкий рост содержания CaO по сравнению с породами венда. Лишь нижняя урзугская свита каширского горизонта среднего карбона сложена терригенными породами (песчаники с маломощным прослоем глин), содержание CaO порядка 1,5 %. Выше разрез представлен переслаивающейся толщей известняков и доломитов. Т. е. это практически чистые карбонатные породы, иногда с прослоями аргиллитоподобных глин, мергелей, гипсов.



Пермская система выделена в составе нижнего и верхнего отделов. Нижняя пермь на территории ЮВБ, представленная ассельским и сакмарским ярусами, сложена карбонатными породами (известняками и доломитами) с прослоями глин и песчаников. Исключение составляет соткинская свита тастубского горизонта сакмарского яруса, сложенная гипсами. Верхняя пермь выделена в объеме уфимского, казанского и татарского ярусов. Карбонатами сложен казанский ярус, а точнее его верхний подъярус. Уфимский и татарский ярусы представлены мергелями и алевролитами с прослоями глин, песчаников и известняков. Содержания карбонатной составляющей в этих породах невысокие. В основном для этих пород преобладающими являются песчано-глинистые разности (Малов, 2003).

#### 4.1.2. Распределение сульфатов по разрезу

Загипсованность разреза связана преимущественно с денудацией гипсоносных толщ, существовавших на поверхности территории ЮВБ в различные периоды геологического времени. Основными являются артинский и сакмарский ярусы нижней перми. Но огипсованность отмечается и в разрезе верхнепермских отложений: загипсованы породы в нижней части разреза уфимского яруса, включения гипсов и ангидритов изредка встречаются в верхнем подъярусе казанского яруса.

Уровень залегания прослоев гипсов в отложениях венда и палеозоя характеризует глубину проникновения пресных вод в различные периоды геологической истории региона. Так, маломощные (первые сантиметры) прослои гипса встречены в верхней части разреза архангельских слоев усть-пинежской свиты венда. В верховских слоях, особенно в верхних их частях, также развиты прослои гипса. Мощность отдельных прослоев достигает 10-15 см. Иногда гипс выполняет роль цемента. В обнажениях Зимних гор на побережье Белого моря отмечается огипсование зимнегорских слоев усть-пинежской свиты венда.

В мезенской свите венда в пределах центральной части территории Беломорско-Кулойского плато (БКП) на глубине 220-250 м отмечается карбонатно-гипсовый цемент.

В падунской свите венда на территории западной части БКП среди песчаников и алевролитов изредка встречаются разности с гипсовым цементом.

В карбонатных отложениях среднего карбона огипсование пород повышается к востоку. Так, в породах подольского и мячковского горизонтов московского яруса появляются гнезда молочно-белого мелко- и крупнокристаллического гипса, а иногда и прослой мощностью до 5 см. В отложениях верхнего отдела повсеместно отмечаются многочисленные включения, гнезда и прослой гипсов и ангидритов. Значения стронция в этих породах по сравнению с вендом увеличиваются, но незначительно.

В породах ассельского яруса нижней перми гипс иногда образует прослой мощностью до 5,8 м и заполняет мелкие трещины.

В разрезе сакмарского яруса прослой гипсов наблюдаются в нижней полтинской свите; верхняя соткинская свита, мощностью 80 м, полностью сложена гипсами и ангидритами. Гипсы белые, серовато-белые, красновато-белые, красновато-оранжевые, иногда полупрозрачные. Преобладают тонко- и мелкокристаллические разности. Часто в основной тонко- и мелкокристаллической массе отмечаются выделения, линзы и прослой различной формы и размеров крупнокристаллического полупрозрачного или красновато-оранжевого гипса. Размер отдельных кристаллов достигает 1-1,5 см. Встречаются прослой «звездчатого» гипса, когда на фоне основной тонкокристаллической массы выделяются радиально-лучистые образования полупрозрачного крупнокристаллического гипса размером 2-3 см. Содержание СаО в гипсах в среднем 35 %, SO<sub>3</sub> – 47 %. Загипсованными являются и доломиты и известняки кулогорской свиты.

В верхнем отделе перми огипсование происходит в нижней части разреза уфимского яруса (здесь огипсованы алевролиты и мергели), а также в верхнем

подъярuse казанского яруса, где среди известняков изредка встречаются включения гипса и ангидрита (Малов, 2003).

Исходя из установленного распределения карбонатов и сульфатов в разрезе, был составлен график зависимости содержаний стронция в подземных водах и горных породах от состава водовмещающих пород.

Из рис. 20 видно, что содержания стронция в песчано-глинистых породах значительно ниже, чем в породах с преобладанием карбонатных и сульфатных разностей. Так, в породах венда значения содержаний стронция минимальны и составляют порядка 10 мг/кг. В породах, в которых карбонаты и сульфаты присутствуют в значительных количествах, концентрации стронция выше, чем в тех породах, в которых содержания карбонатных и сульфатных разностей минимальны (песчано-глинистые породы). Соответственно изменяются и концентрации стронция в подземных водах.

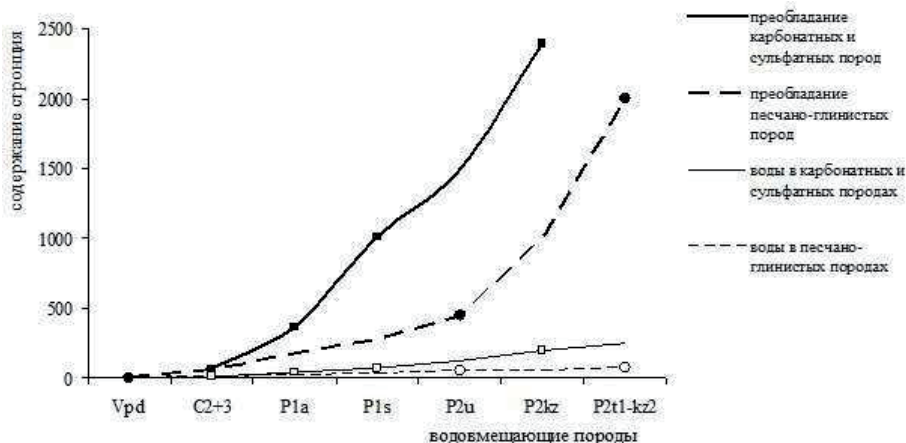


Рис. 20. Распределение стронция в породах с преобладанием карбонатных и сульфатных, и песчано-глинистых разностей (мг/кг), а также подземных водах ( $n \cdot 10$ , мг/л), приуроченных к этим породам

Поскольку в ходе испарительного концентрирования морской воды стронций соосаждался как с карбонатами, так и с сульфатами, первоначальные максимальные его скопления и концентрации приурочены к кровле карбонатных – подошве гипсоносных отложений.

На рис. 20 это отображается ростом содержаний стронция от карбонатных пород среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми к гипсоносным породам сакмарского яруса нижней перми (72 – 363 – 1006 мг/кг соответственно). Однако, в этих породах содержания стронция ниже, чем в более молодых карбонатных породах казанского яруса верхней перми, где концентрации стронция достигают максимальных значений (до 2400 мг/кг). Да и в молодых песчано-глинистых породах татарского яруса верхней перми концентрации стронция значительно выше (до 2000 мг/кг), чем в более древних вендских отложениях. Таким образом, можно предполагать не только связь между содержанием стронция в породах и их составом, но и с их возрастом.

#### 4.2. Возраст водовмещающих пород

На рис. 21 приведен график, позволяющий предполагать взаимосвязь между содержаниями стронция в породах и их возрастом.

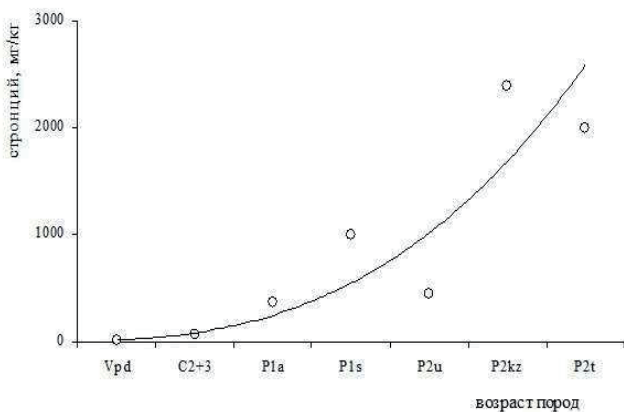


Рис. 21. Зависимость содержания стронция в породах от их возраста

Из графика видно, что чем древнее отложения, тем ниже в них содержания стронция. Это в значительной степени можно связывать с длительностью процесса извлечения стронция подземными водами. Известно, что отложения венда существуют примерно 600 млн. лет, каменноугольной системы – 340, а пермской – 285 млн. лет. Вымывание более растворимых соединений из пород венда и карбона происходило в последующие геологические периоды в связи с поднятием территории ЮВБ. Так, в песчано-глинистых породах венда и карбонатных породах среднего и верхнего карбона содержания  $Sr^{2+}$  минимальны (10 и 71 мг/кг соответственно). В перми наблюдается значительное возрастание концентраций стронция в породах. Однако, в карбонатных породах ассельского и сакмарского яруса нижней перми, а также казанского яруса верхней перми увеличение содержания стронция идет более интенсивно, чем в песчано-глинистых породах уфимского и татарского яруса верхней перми (363 – 1006 – 2400 мг/кг и 452 – 2000 мг/кг соответственно).

Максимальные содержания стронция в пределах ЮВБ отмечаются в породах казанского яруса верхней перми (до 2400 мг/кг), где он распространен примерно равномерно по всей толще отложений.

В целом имеет место перераспределение стронция из более древних краевых частей Мезенской синеклизы на восток, в более молодые бассейны верхнепермского осадконакопления.

#### **4.3. Мощность и состав перекрывающих отложений**

Перекрывающими отложениями на территории Мезенской синеклизы являются в основном четвертичные образования.

По мощности образований можно выделить три типа разреза четвертичных отложений.

На большей части ЮВБ покров четвертичных отложений маломощен (рис. 6), как правило, менее 20 м, часто сокращается до первых метров или

отсутствует полностью. Основную часть разреза здесь составляют верхнеплейстоценовые отложения. В основании залегает комплекс преимущественно глинистых осадков микулинского межледниковья или валдайского ледника (Тарасов и др., 2006). На них или непосредственно на коренных породах находятся голоценовые континентальные отложения: аллювиальные, озерные, озерно-болотные, болотные, представленные песчано-глинистыми образованиями и торфами. Такой характер строения разреза и мощности четвертичного покрова преобладает на востоке БКП и в центральной его части.

Второй тип четвертичного чехла характеризуется мощностями 20-100 м. На территории ЮВБ распространен в основном в западной части краевого окаймления БКП. Повышенная мощность чехла четвертичных отложений связана здесь с увеличением мощности преимущественно глинистых отложений микулинского межледниковья до 80 м.

Третий тип характерен для разрезов переуглубленных палеодолин неоген-четвертичного возраста с мощностями до 100-250 м.

От мощности перекрывающих отложений зависит химический сток стронция. Для подтверждения этого высказывания построен график (рис. 22), отображающий зависимость между мощностью четвертичных отложений и количеством выносимого с подземными водами стронция.

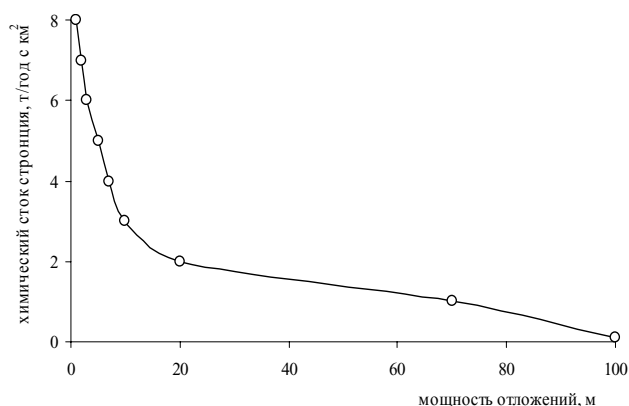


Рис. 22. Зависимость химического стока стронция от мощности перекрывающих четвертичных отложений

Из графика видно, что чем мощнее покров отложений, тем ниже значения химического стока стронция в поверхностные воды.

Так, минимальные значения химического стока стронция (от 0,1 до 0,8 л/с·км<sup>2</sup>) отмечаются в западной части ЮВБ, невысокие значения (1,0-2,0 л/с·км<sup>2</sup>) – по реке Сояна и ее притокам. На этих участках мощность четвертичного покрова достигает 80-100 м. Максимальный химический сток стронция (от 7 до 14 л/с·км<sup>2</sup>) выявлен на правобережье реки Кулой, в особенности на водосборах его притоков Полты, Келды и Сотки. Мощность четвертичных отложений здесь минимальна, ее значения сокращаются до 10 м и менее, либо отсутствуют полностью.

Таким образом, можно констатировать обратную зависимость между химическим стоком стронция и мощностью перекрывающих четвертичных отложений. Связано это с тем, что чем меньше мощность перекрывающих отложений, тем ближе состав подземных вод к составу атмосферных осадков, характеризующихся максимальной неравновесностью с горными породами.

#### **4.4. Состав атмосферных осадков**

Жидкие атмосферные осадки имеют минерализацию, которая изменяется от 3-4 до 50-60, реже 100 мг/л, т. е. они принадлежат к ультрапресным водам. Концентрация главных растворенных газов в осадках полностью соответствует парциальному давлению их в атмосфере и растворимости при данных условиях: N<sub>2</sub> содержится до 12 мг/л, O<sub>2</sub> – до 6-8 мг/л и CO<sub>2</sub> – около 0,5-0,6 мг/л. Количество CO<sub>2</sub> определяет величину pH осадков: они преимущественно имеют слабокислую реакцию, pH изменяется в интервале 5-6,2. Наличие агрессивных газов (CO<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>), слабокислая реакция воды, а также присутствие микроорганизмов обуславливают сравнительно высокую растворяющую способность атмосферных осадков по отношению к горным породам. Опускаясь на поверхность Земли и проходя через почвенный горизонт, они обогащаются CO<sub>2</sub> биогенного генезиса и микрофлорой, накапливающимися в

почве, вследствие чего растворяющая способность их резко увеличивается. Жидкие осадки являются, таким образом, мощным фактором, разрушающим и растворяющим горные породы, и формируют другие группы природных вод – поверхностные и подземные (Джамалов и др., 1996; Самарина, 1977).

Среднегодовой состав атмосферных осадков на территории ЮВБ следующий (Малов, 2003):

$$M 0,008 \frac{Cl36 SO_4 29 HCO_3 28 NO_3 7}{Na33 Ca30 Mg20 NH_4 10 K7}$$

Максимальное воздействие атмосферных осадков на горные породы проявляется там, где мощность перекрывающих четвертичных отложений минимальна. В соответствии с рис. 6 благоприятный контакт осадков и выходящих на дневную поверхность пород складывается в восточной части ЮВБ – на правом берегу р. Кулой и на водосборной площади р. Каменка. На этих же территориях отмечаются повышенные и максимальные значения стронция в подземных водах. Таким образом, под действием атмосферных осадков происходит растворение горных пород и вымывание из них стронция. Но данный процесс активен только в верхней части разреза, поскольку, проходя через породы, воды осадков постепенно теряют свою высокую растворяющую способность, насыщаясь катионами и анионами. Процесс растворения идет до определенного предела, ограниченного значениями растворимости пород, и далее сменяется осаждением.

Растворимость некоторых карбонатных и сульфатных соединений в дистиллированной воде при температуре 20°C следующая, г/л: CaSO<sub>4</sub> – 2,0; SrSO<sub>4</sub> – 0,11; CaCO<sub>3</sub> – 6,94·10<sup>-3</sup>; SrCO<sub>3</sub> – 5,91·10<sup>-3</sup> (Самарина, 1977). Т. е. процесс растворения данных соединений идет до указанных значений концентраций их в растворе, далее наступает процесс осаждения.

#### 4.5. Химический состав подземных вод



Состав подземных вод зависит от состава водовмещающих пород. При растворении карбонатных пород (либо при растворении карбонатного цемента в песчано-глинистых отложениях) формируются гидрокарбонатные воды, при растворении сульфатных пород (либо при растворении значительных включений гипса и ангидрита в карбонатных породах) – сульфатные воды.

В работах (Мартынова и др., 1993; Перельман, 1982, 1990) отмечается влияние химического состава подземных вод на концентрации стронция в растворе. По особенностям водной миграции стронций является «спутником» кальция (термин, введенный А.И. Перельманом).  $\text{Sr}^{2+}$  хорошо мигрирует в гидрокарбонатных и хлоридных водах, но плохо в сульфатных.

Из картосхемы распределение стронция в подземных водах зоны активного водообмена (рис. 9) видно, что минимальные значения концентраций стронция (от 0 до 2 мг/л) отмечаются в подземных водах, развивающихся на песчано-глинистых отложениях венда, карбонатных отложениях среднего – верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми. Подземные воды здесь гидрокарбонатного состава (в венде гидрокарбонатный состав вод обеспечивается за счет растворения карбонатного цемента пород). Средние значения содержаний стронция (5-7 мг/л) отмечаются в подземных водах, приуроченных к гипсоносным породам сакмарского яруса нижней перми, а также вихтовской свите уфимского яруса верхней перми, где наблюдается рудопроявление целестина. На этих участках подземные воды носят сульфатный характер. Высокие и аномально высокие значения концентраций стронция (от 20 до 50 мг/л) проявляются в подземных водах казанского водоносного комплекса. Породы казанского яруса верхней перми имеют карбонатный состав, поэтому и подземные воды, развивающиеся здесь – гидрокарбонатные.

Таким образом, и минимальные, и максимальные значения содержаний стронция отмечаются в гидрокарбонатных подземных водах. Минимальные – при отсутствии, либо незначительных содержаниях стронция в породах,

максимальные – при условии его высоких концентраций в водовмещающих отложениях и отсутствия существенных примесей гипса в них.

На основании анализов подземных вод построены графики зависимостей содержаний стронция в подземных водах от содержания гидрокарбонатного и сульфатного ионов (рис. 23).

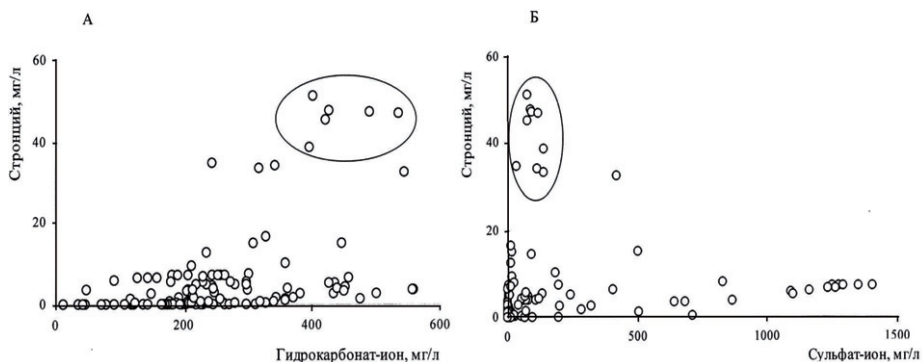


Рис. 23. Зависимость содержания стронция в подземных водах от содержания:

А – гидрокарбонат-иона, Б – сульфат-иона (выделены области максимальных значений стронция)

Из рис. 23А видно, что максимальные значения стронция наблюдаются при содержании гидрокарбонат-иона в воде выше 400 мг/л (правая часть графика). На рис. 23Б максимальные значения стронция локализуются в левой части, и отмечаются при концентрации сульфат-иона в воде около 200-300 мг/л.

С.Р. Крайнов и В.М. Швец (Крайнов и др., 1987) при изучении геохимии нормируемых элементов, в том числе и стронция, в подземных водах показали важность двух следующих моментов:

- в воде с минерализацией примерно 1 г/л при насыщении ее  $\text{SrSO}_4$  должно содержаться  $\text{Sr}^{2+}$  около 81 мг/л,  $\text{SO}_4^{2-}$  – 89 мг/л (принятые коэффициенты активности 0,5);

- при изменении концентраций  $\text{SO}_4^{2-}$  от 10 до 1000 мг/л содержания  $\text{Sr}^{2+}$  соответственно изменяются от 720 до 7 мг/л. В связи с этим в сульфатных водах может присутствовать Sr в высоких (выше ПДК) концентрациях. Уменьшение концентрации стронция в связи с нарастанием концентрации сульфатов может происходить только при их значениях более 1000 мг/л.

Для территории ЮВБ максимальные концентрации стронция характерны для гидрокарбонатных подземных вод карбонатных отложений казанского яруса верхней перми. Для этих пород отмечается отсутствие существенных содержаний гипса с изоморфным стронцием, поэтому, в связи с низкой растворимостью карбонатов, происходит опережающий рост содержаний растворенного сульфата стронция по сравнению с растворенными карбонатами. При невысокой минерализации таких вод (до 1 г/л) и содержании  $\text{SO}_4^{2-}$  порядка 200-300 мг/л (рис. 23Б) успевают сформироваться высокие концентрации стронция (до 50 мг/л). Дальнейший рост минерализации и содержаний сульфат-иона больше 1 г/л приводит к снижению концентраций стронция в воде, поскольку происходит насыщение раствора сульфатом стронция и выпадение его в осадок. Это характерно для сульфатных подземных вод сакмарского яруса нижней перми. Концентрации  $\text{Sr}^{2+}$  здесь не превышают 7 мг/л при минерализации до 2 г/л и содержании  $\text{SO}_4^{2-}$  – 1000-1500 мг/л (рис. 23Б).

#### **4.6. Интенсивность подземного стока**

Для раскрытия данного фактора обратимся к разделу 3.4 и попытаемся установить зависимость между распределением значений модулей подземного стока по территории ЮВБ и значениями химического стока стронция. С помощью табл. 11 и рис. 14-15, был построен график зависимости химического стока стронция от модуля подземного стока (рис. 24).

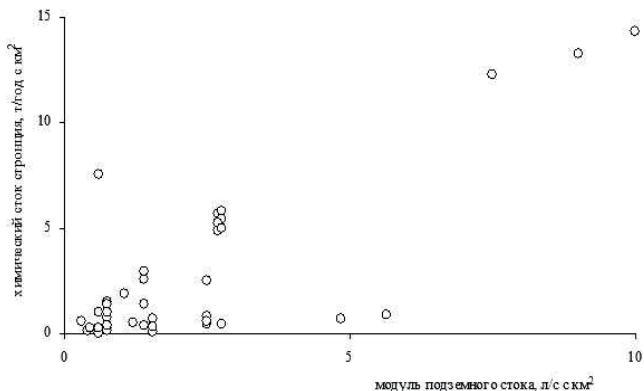


Рис. 24. Зависимость химического стока стронция от модуля подземного стока на территории Юго-Восточного Беломорья

Минимальные значения модулей подземного стока (от 0,1 до 1,0 л/с·км<sup>2</sup>) характерны для западной и северной частей ЮВБ (побережье Белого моря), а также для правобережья реки Кулой. Значения химического стока стронция на этих участках также минимальны и составляют 0,04-1,0 т/год·км<sup>2</sup>. Для центральной части БКП характерны средние значения модулей подземного стока (от 2,2 до 5,4 л/с·км<sup>2</sup>). Здесь же повышается химический сток стронция до 7 т/год·км<sup>2</sup>. Максимальные значения модулей подземного стока (до 10 л/с·км<sup>2</sup>) проявляются в южной части БКП, в особенности на водосборах рек Келда и Сотка. Для этих водосборов отмечаются и максимальные значения химического стока стронция (от 8,0 до 14,3 т/год·км<sup>2</sup>).

Подобные сравнения показывают прямо пропорциональную зависимость между значениями модулей подземного стока территории и химическим стоком стронция. Вместе с тем, можно обозначить ряд участков, опровергающих эту взаимозависимость. Так, например, водосборные площади рек Кепины и Котуги характеризуются значительными величинами модулей подземного стока (от 4,3 до 6,5 л/с·км<sup>2</sup>), а химический сток стронция здесь очень низкий (0,7-0,8 т/год·км<sup>2</sup>). Или водосбор реки Каменка: значения модуля подземного стока составляют 0,5-0,7 л/с·км<sup>2</sup>, химического стока стронция – 7,55 т/год·км<sup>2</sup>.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что наблюдается тенденция к росту химического стока стронция с увеличением значений модулей

подземного стока с территории. Но строгой линейной зависимости не отмечается, что связано с действием других факторов, описанных выше.

Показанная тенденция к росту объясняется тем, что максимальные содержания стронция и высокие значения модулей подземного стока характерны для карбонатных и сульфатных пород (в песчано-глинистых породах оба этих показателя минимальны), а также для участков с минимальной мощностью (либо полным отсутствием) перекрывающих отложений. Совпадение указанных двух факторов ведет к пропорциональной зависимости. При самых высоких значениях модулей подземного стока отмечается максимальный химический сток стронция (это территория интенсивно карстующихся гипсоносных пород).

В то же время эта взаимосвязь осложняется действием такого фактора, как возраст пород. В более древних карбонатных породах значения модуля достаточно велики, тогда как показатели химического стока стронция минимальны и наоборот. В больших количествах стронций присутствует только в молодых карбонатных отложениях, следовательно, и значения его химического стока выше на этих участках.

#### **4.7. Инфильтрационные свойства пород**

По отношению к воде горные породы характеризуются такими свойствами, как водопроницаемость и водопроводимость. Водопроницаемость – это способность горных пород пропускать через себя (фильтровать) воду. Она зависит от гранулометрического состава пород, размеров пустот и трещин, свойств фильтрующейся жидкости и других факторов. Количественно она характеризуется коэффициентом фильтрации  $k_f$ , являющимся одним из основных гидрогеологических параметров и представляющим собой скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице; выражается в м/сут, м/ч, см/с (Кононов и др., 1985). Водопроводимость отражает величину

коэффициента фильтрации умноженного на мощность отложений, выражается в м<sup>2</sup>/сут.

Фильтрационные свойства послерифейских отложений на территории ЮВБ приведены в табл. 10 (Глава 3, раздел 3.4.1). Максимальные значения коэффициента фильтрации, а также водопродимости отмечаются для карбонатных отложений среднего-верхнего карбона – ассельского яруса нижней перми. Высокие – для карбонатных отложений казанского яруса верхней перми. Низкие – для песчано-глинистых пород венда. Минимальные значения отмечаются в гипсоносных отложениях сакмарского яруса нижней перми. Т. е. карбонатные породы характеризуются более высокими фильтрационными свойствами по сравнению с песчано-глинистыми и особенно сульфатными отложениями.

Чтобы установить зависимость между фильтрационными свойствами горных пород и интенсивностью химического стока стронция, был построен график (рис. 25).

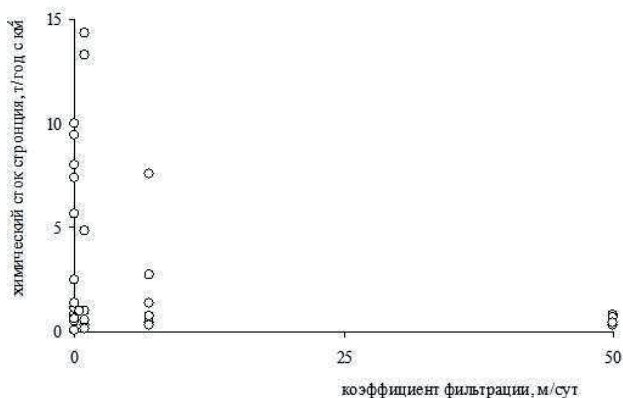


Рис. 25. Зависимость химического стока стронция от фильтрационных свойств пород

Из графика видно, что максимальный химический сток (10-15 т/год·км<sup>2</sup>) отмечается при минимальных значениях коэффициента фильтрации пород. Это проявляется в подземных водах сакмарского яруса нижней перми. Фильтрационные свойства гипсоносных пород низкие, а модули подземного стока здесь максимальны в связи со значительным развитием карста в этих

породах. Минимальный химический сток стронция ( $0,1-1$  т/год·км<sup>2</sup>) наблюдается при максимальном значении коэффициента фильтрации. Это характерно для карбонатных отложений среднего-верхнего карбона – ассельского яруса нижней перми. Породы характеризуются хорошими фильтрационными свойствами, но концентрации стронция в них незначительны.

Повышенный водообмен и промытость пород свидетельствуют о том, что стронций активно вымывался из карбонатных пород среднего-верхнего карбона – ассельского яруса нижней перми. Возможно, при формировании данных пород, он содержался в них в больших количествах (поскольку в более молодых карбонатных породах отмечаются высокие концентрации стронция), но с течением времени и в связи с поднятием территории ЮВБ был вымыт из них. Отсюда и отрицательная зависимость между значениями химического стока стронция и фильтрационными свойствами горных пород.

#### **4.8. Интенсивность развития сульфатного и карбонатного карста**

К карстовым следует относить явления, развивающиеся во всех растворимых природными водами горных породах. В основе их возникновения лежит химический процесс растворения горной породы и геологический процесс ее выщелачивания (Гвоздецкий, 1981).

На территории Европейского Севера карст развит достаточно широко. Основная доля пород приходится на карбонаты, поэтому можно сказать, что карбонатные карстовые процессы развиты шире, нежели сульфатные, хотя сульфатные породы карстуются интенсивнее.

По данным Е.И. Гуркало и В.Н. Малкова (Гуркало, 1999; Малков, 1991; Малков и др., 1999) карстующиеся породы занимают около 30 % территории Архангельской области (без Ненецкого автономного округа и островов). По вещественному составу 75 % приходится на карбонатные и терригенно-карбонатные, 25 % – на сульфатные и терригенно-сульфатные породы.

Исследуемая территория ЮВБ приурочена к Двинско-Мезенской карстовой провинции, которая занимает междуречье нижнего течения рек Северной Двины и Мезени. Широкое распространение трещиноватых сульфатных и карбонатных пород, значительная расчлененность территории, небольшая мощность четвертичных отложений и сильное переувлажнение поверхности, вызванное слабым испарением, обусловили интенсивное развитие в Двинско-Мезенской провинции поверхностного и глубинного карста. Наиболее энергично карстовые процессы развиваются в местах эрозионных врезов, где рыхлый материал почти полностью денудирован и карстующиеся породы выведены на дневную поверхность.

Современный карст наиболее активен в гипсово-доломитовых отложениях нижней перми, отличающихся сильной тектонической трещиноватостью. Здесь широко представлены воронки, котловины, колодцы, поноры, расщелины, исчезающие речки и пещеры. Наиболее крупные воронки достигают в диаметре 50-70 м и глубины 20-25 м. В некоторых местах на 1 км<sup>2</sup> насчитывается до 400-500 воронок. Повсюду обнаружены молодые провалы.

В карбонатных отложениях каменноугольного и верхнепермского возраста карстовые процессы менее активны. Здесь отмечены преимущественно небольшие воронки, каверны и полости (до 2-5 м в поперечнике).

Широко развиты древние погребенные карстовые образования, выполненные четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Выявленные на разной глубине (до 100 м и более) в карбонатных породах каверны и полости заполнены обломками этих пород, а также гипсом.

Беломорско-Кулойское плато, а также примыкающую к нему на востоке низменную равнину охватывает Кулойский карстовый округ. В его пределах выделяется 4 карстовых района: Койдинский, Лакинский, Келдинский и Олминский.

Койдинский карстовый район располагается в северной части БКП, к северу от реки Сояна. Карстуются сульфатные и карбонатные отложения



ассельского и сакмарского яруса нижней перми и верхнего карбона. Особенно интенсивно карст развит в долинах рек Сояны и Мегры, где встречаются воронки (до 30 м в диаметре и 10 м глубины) и сложно построенные котловины. В верховьях Сояны отмечаются небольшие пещеры.

Лакинский карстовый район занимает среднюю часть БКП между реками Сояной и Полтой. Карст отмечен в долинах Сояны, Кепины, Котуги, Лаки, Ежуги и Полты. Среди поверхностных форм наиболее широко распространены воронки, достигающие иногда значительных размеров. Встречаются суходолы, ниши и небольшие пещеры.

Келдинский карстовый район находится в южной части БКП между реками Пинегой и Полтой. Карстуются гипсы, ангидриты и доломиты нижней перми, а также известняки и доломиты среднего и верхнего карбона. Наиболее часто попадаются воронки до 40 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность воронок в некоторых местах доходит до 500 на 1 км<sup>2</sup>. Некоторые воронки заняты водой и представляют собой карстовые озера. Иногда встречаются сложные блюдцеобразные котловины до 100 м в диаметре и 5-8 м глубиной, на дне и склонах их развиты небольшие воронки. В долинах рек развиты карстовые пещеры.

Олминский карстовый район охватывает низменную равнину, примыкающую на востоке к БКП. Карстовые процессы особенно активны на Кулогорском участке, расположенном на правом берегу верховьев Кулоя. Поверхностные формы представлены воронками, котловинами и пещерами. Воронки достигают 50 м в диаметре и 15 м глубины. Плотность их местами 50-100 на 1 км<sup>2</sup>. Воронки нередко заняты водой и представляют собой озера. Встречаются свежие провалы (Чикишев, 1978).

На рис. 26 представлена картосхема уровня современной закарстованности территории Беломорско-Кулойского плато (Горсуев, 1985). На ней выделены регионы с различной степенью закарстованности.

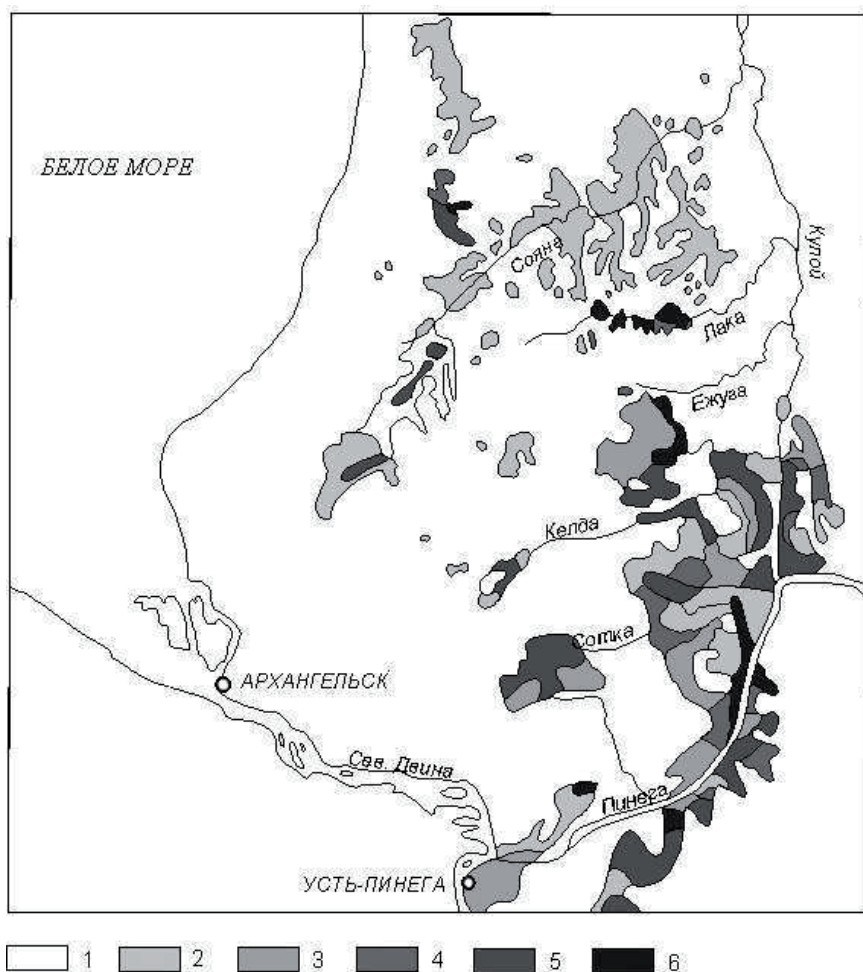


Рис. 26. Картограмма уровня современной закарстованности территории Беломорско-Кулойского плато:

1-6 – уровень закарстованности: 1 – не выражена; 2 – слабая; 3 – средняя; 4 – значительная; 5 – высокая; 6 – предельная

По степени интенсивности выделяется 5 градаций: слабая, средняя, значительная, высокая и, наконец, предельная закарстованность. Слабая закарстованность характеризуется наличием единичных воронок, естественно,

малой плотностью их. Средняя – наличием до десятка карстовых воронок. Значительная закарстованность отличается повышением до 15-20 карстовых морфоскульптур на квадратных километр. Среди них преобладают воронки, но встречаются и котловины, карстовые озера, карстово-эрозионные лога.

Градация высокой закарстованности характеризуется широким распространением большинства поверхностных карстовых форм, а плотность их достигает 80-100 на км<sup>2</sup>. Предельная закарстованность, как показывает само определение, характеризуется практически полной пораженностью рельефа карстовой морфоскульптурой, где число ее превышает несколько сот штук на км<sup>2</sup>. Данная градация свойственна обнаженному, задернованному, покрытому гипсовому и гипсово-терригенному морфолого-генетическому типу карста Беломорско-Кулойского плато.

Для выявления закономерности между интенсивностью карстового процесса и химическим стоком стронция, при сопоставлении двух рисунков – картосхемы уровня закарстованности (рис. 26) и карты химического стока стронция (рис. 15), построен следующий график (рис. 27).

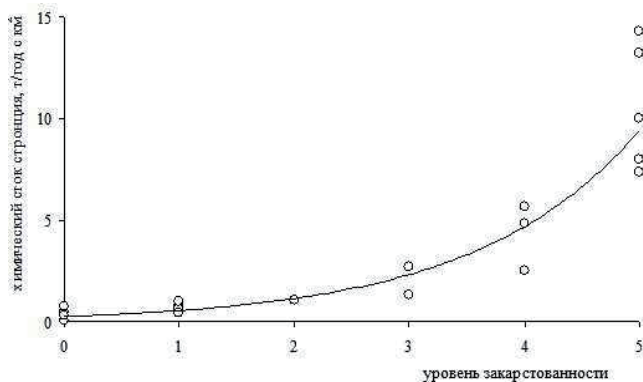


Рис. 27. Зависимость химического стока стронция от уровня современной закарстованности территории БКП

Данный график позволяет судить о том, что чем выше уровень закарстованности территории, тем больше значения химического стока стронция. Минимальные значения химического стока стронция наблюдаются

на участках, где карст не выражен вовсе. Это территория побережья Белого моря (область развития вендских отложений).

Слабая и средняя закарстованность отмечается для водосборной площади реки Сояна и ее притоков. На этой же территории и химический сток стронция достигает средних значений. Высоким и предельным уровнем закарстованности характеризуется левобережье реки Кулой, в особенности водосборы рек Келда и Сотка. На этих площадях наблюдаются и максимальные значения химического стока стронция.

Таким образом, можно констатировать прямо пропорциональную зависимость между повышением интенсивности развития карста и значениями химического стока стронция на территории ЮВБ. Чем интенсивнее карстуются породы, тем большее количество стронция выносится подземными водами в поверхностные.

Подводя итог всему вышеизложенному, можно сделать предварительные выводы о формировании стронций-содержащих подземных вод на территории ЮВБ. Главным фактором, отвечающим за содержание стронция в водах, является наличие его в горных породах. Для того чтобы переходить в подземные воды в процессе растворения и выщелачивания, стронций должен входить в состав водовмещающих пород. В породы стронций попадает в процессе испарительного концентрирования морской воды. Вначале, при минерализации порядка 70 г/л осаждаются карбонаты; затем при минерализации около 140 г/л – сульфаты. Стронций, входя в состав как карбонатных, так и сульфатных минералов, соосаждается и с карбонатами, и с сульфатами. Но первоначальные максимальные его концентрации приурочены к кровле карбонатных отложений. В породах стронций либо образует самостоятельные минералы (стронцианит и целестин), либо входит в качестве изоморфных замещений кальция в структуре кристаллических решеток карбонатных и сульфатных минералов. Кроме того, может сорбироваться на глинистых коллоидах.

При одинаковом составе пород на формирование стронций-содержащих вод оказывают влияние такие факторы, как возраст пород, открытость их с поверхности и состав подземных вод. Чем древнее породы, тем ниже в них содержание стронция. В целом имеет место перераспределение стронция из более древних краевых частей Мезенской синеклизы в более молодые бассейны верхнепермского осадконакопления. Чем меньше мощность четвертичных отложений, тем более открыты породы для воздействия на них ультрапресных атмосферных вод, что определяет наиболее интенсивный химический сток стронция.

В подземных водах различного химического состава стронций ведет себя неодинаково: хорошо мигрирует в карбонатных и плохо в сульфатных водах. В пресных подземных водах карбонатных отложений казанского яруса верхней перми, наиболее обогащенных целестином, но с практическим отсутствием гипса, уже при минерализации до 1 г/л успевают сформироваться концентрации стронция до 50 мг/л. В слабосоленоватых водах сакмарского яруса нижней перми, в которых стронций появился в результате растворения гипсов и ангидритов, его содержания не превышают 7 мг/л.

При прочих равных условиях, на формирование стронцийсодержащих подземных вод влияют фильтрационные свойства горных пород, интенсивность подземного стока и развития сульфатного и карбонатного карста. Эти факторы являются косвенными и сложным образом определяют интенсивность химического стока стронция на территории ЮВБ (Полякова, 2009).

## Глава 5.

### Формирование стронцийсодержащих подземных вод в пределах Мезенской синеклизы

Важность изучения формирования химического состава подземных вод в отношении содержания их отдельных компонентов раскрыта в работах (Вернадский, 1929, 1960; Зверев, 1982, 2006; Посохов, 1969, 1975, 1985; Самарина, 1963, 1977, 1979; Смирнов, 1974, 1979; Толстихин, 1975), а также показана рядом других авторов (Затенацкая, 1974; Миграция..., 1974; Рыженко и др., 1977; Ходьков и др., 1968; Экологические проблемы..., 1996).

И.К. Зайцев (Зайцев, 1961, 1972) отмечает, что химический состав подземных вод в значительной мере зависит от их минерализации, но строгого соответствия между тем и другим не наблюдается. По химическому составу воды обычно более сложны, чем по степени минерализации, даже в одних и тех же гидрогеологических структурах.

Г.В. Богомолов, М.Ф. Козлов, А.В. Кудельский, М.Г. Ясовеев (Богомолов и др., 1970; Ясовеев, 1998) в своих работах показывают, что концентрация стронция отчетливо зависит от степени минерализации и химического состава подземных вод. Максимальное количество этого элемента отмечено в хлоридных щелочноземельных весьма крепких рассолах. Стронция в рассолах Припятского бассейна содержится до 5,0 г/кг, Волго-Уральского – до 1,4 г/кг, Ангаро-Ленского – до 7 г/кг, Тунгусского – до 4 г/кг, Амударьинского – до 4,7 г/кг.

В рассолах хлоридно-натриевого и кальциево-натриевого состава концентрация стронция обычно не превышает нескольких сотен мг/кг.

В соленых водах содержание стронция, как правило, не более 20-30 мг/кг, причем в водах с повышенным содержанием сульфатов, связанных с гипсоносными отложениями, оно несколько выше, а в водах с повышенным количеством гидрокарбонатов – меньше.

В пресных, слабо- и среднесоленых подземных водах концентрации стронция обычно не превышают десятков мг/кг (Ясовеев, 1998).

Однако, в отдельных регионах известны превышения норм ПДК по стронцию в пресных подземных водах, используемых для водоснабжения населения.

Провинция стронциевосодержащих вод, используемых в хозяйственно-питьевом водоснабжении отхватывает территории Московской, Смоленской, Калужской, Орловской, Брянской, Тульской, Рязанской и ряда др. областей. Это территории, приуроченные к карбонатным каменноугольным водоносным горизонтам Московского артезианского бассейна. В Московской области в эксплуатируемых карбонатных водоносных комплексах подольско-мячковского горизонта московского яруса среднего карбона и касимовского яруса верхнего карбона отмечаются повышенные (до 35 мг/л) концентрации стронция (Богданова, 2003, 2004). В Смоленской области превышения стронция в пресных подземных водах составляют до 8 ПДК (Маковский, 2006) Аномальные содержания общего стронция в Калужской области (до 15-45 мг/л) выявлены в южных и северных районах и приурочены к озерско-хованскому комплексу верхнего девона и к упинскому, бобриковско-тульскому и окско-тарусскому водоносным горизонтам. Основным источником поступления стронция служит озерско-хованский комплекс, откуда через «гидравлические» окна, зоны дробления загрязненная вода переливается в вышележащие горизонты (Ершов и др., 2006).

### **5.1. Зависимость содержания стронция в подземных водах от других компонентов**

На территории Мезенской синеклизы стронций находится во всех типах вод в различных соотношениях. Чтобы выявить зависимость его концентраций в используемых пресных водах от содержания таких ионов, как  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  и минерализации, были проанализированы водоносные

комплексы венда, среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми, соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми, казанского яруса верхней перми и четвертичных отложений. Водоносный комплекс уфимских отложений здесь не представлен, поскольку изначально имелось небольшое количество химических анализов подземных вод, и данные получились недостоверные.

Для каждого водоносного комплекса приведены таблицы химического состава подземных вод (табл. 16, 18, 20, 22, 24), построены графики зависимостей между содержаниями стронция в воде и другими ионами (рис. 28-32), а также проведена статистическая обработка полученных материалов с помощью программного пакета Statistica v.6.1, оформленная в виде корреляционных матриц (табл. 17, 19, 21, 23, 25).

Таблица 16

Химический состав подземных вод песчано-глинистых отложений венда

Минерализация, г/л	Si <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
	мг/л						
0,63	1,5	40,35	14,93	113,25	69,05	372,1	16,05
0,51	1,5	48,34	14,6	63,87	2,47	344,04	12,46
0,67	0,13	53,36	38,33	85,15	196,69	246,44	27,84
0,42	2,96	33,74	19,05	51,21	43,62	247,66	16,7
0,51	1,0	29,86	14,44	83,79	2,1	358,68	18,15
0,49	0,05	27,96	12,74	85,59	13,17	312,32	10,47
0,54	1,19	38,94	19,01	80,48	54,17	313,54	16,95
1,78	0,04	71,91	72,32	489,46	97,02	225,7	892,7
1,44	4,38	103,87	53,51	320,62	121,39	244,0	588,2



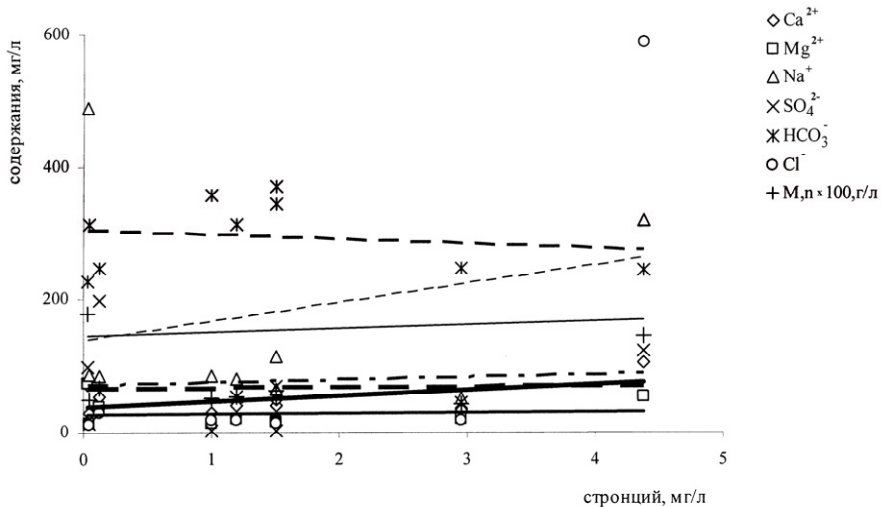


Рис. 28. Зависимость содержания стронция в подземных водах водоносного комплекса вендских отложений от содержаний других компонентов

Таблица 17

Матрица корреляционной зависимости для отдельных компонентов подземных вод песчано-глинистых отложений венда

	M	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
M	1							
Sr <sup>2+</sup>	0,12	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,84	<b>0,49</b>	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,95	0,06	0,81	1				
Na <sup>+</sup>	0,99	0,05	0,75	0,93	1			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,46	0,02	0,57	0,63	0,36	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,61	-0,17	-0,58	-0,78	0,57	-0,64	1	
Cl <sup>-</sup>	0,99	0,13	0,79	0,94	0,99	0,36	-0,63	1

Из рис. 28, а также из матричных показателей следует, что в подземных водах песчано-глинистых отложений венда не отмечаются зависимости между содержаниями стронция и другими ионами. Возможно лишь выделить низкую корреляционную связь стронция и кальция (значение 0,49 в табл. 17). Т. е. можно предположить, что, по-видимому, стронций находится здесь в виде изоморфных замещений кальция в составе карбонатных и сульфатных включений и цемента в песчаниках и алеволитах.

Таблица 18

Химический состав подземных вод карбонатных отложений нижней перми – среднего-верхнего карбона

Минерализация, г/л	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
	мг/л						
0,24	0,02	35,16	15,91	1,26	3,29	180,56	7,67
0,27	0,006	36,35	18,32	2,95	3,29	203,74	8,45
0,27	0,006	34,76	19,28	2,54	0,009	197,64	6,97
0,24	0,001	31,16	16,39	2,73	3,29	175,68	9,15
0,07	0,004	8,39	4,58	2,34	0,41	42,7	8,3
0,16	0,007	21,57	11,09	2,57	0,002	118,34	6,98
0,28	0,001	38,75	21,21	2,12	10,29	183,6	6,92
0,87	2,5	124,64	52,08	48,04	197,93	381,86	45,06
0,31	0,42	42,35	18,8	5,09	0,001	239,12	6,34
0,3	0,08	43,15	16,39	8,04	0,001	230,6	7,04
0,32	0,065	51,53	16,15	5,96	0,001	245,22	6,34
0,35	0,1	51,93	20,25	3,48	4,94	263,52	5,63
0,17	0,001	22,8	10,61	1,88	4,94	122,0	5,54
0,26	0,001	44,34	16,4	2,48	7,41	174,5	6,92
0,26	0,0185	47,14	14,7	1,26	3,7	169,58	8,3
0,24	0,054	23,97	21,45	2,37	2,47	170,8	8,99
0,13	0,001	15,18	9,88	2,91	1,65	91,5	11,07
0,87	1,27	188,3	23,8	38,55	502,44	117,12	4,32
0,1	0,001	13,58	5,54	1,49	2,47	71,98	6,92
0,24	0,05	4,0	15,43	2,97	0,82	167,8	6,92
0,15	0,009	18,4	12,0	4,1	4,53	107,4	6,92
0,29	0,22	42,74	17,16	6,91	35,90	174,06	9,08
0,33	0,06	51,63	16,19	6,0	0,003	247,2	6,33
0,3	0,23	42,75	17,19	6,78	36,0	174,2	8,9
0,18	0,0085	18,7	12,01	3,9	35,96	105,02	5,6
0,78	1,75	122,54	50,1	44,02	192,3	329,65	39,3

0,21	0,015	33,8	14,1	1,01	2,15	158,6	4,34
0,4	0,15	62,56	32,06	4,4	5,3	277,53	8,9
0,17	0,001	22,6	10,63	1,86	4,96	122,2	5,52
0,1	0,001	13,6	5,52	1,47	2,49	71,9	7,0
0,8	2,3	124,7	51,1	47,2	195,51	342,6	38,2
0,25	0,025	35,19	15,9	1,22	3,32	180,53	7,65
0,28	0,007	36,3	18,37	2,91	3,34	203,77	8,42
0,26	0,006	34,7	19,26	2,53	0,008	197,59	6,88
0,23	0,0015	31,12	16,28	2,69	3,24	174,68	9,1
0,07	0,003	8,4	4,55	2,37	0,43	42,5	8,3
0,18	0,005	21,56	11,2	2,55	0,001	118,33	6,88
0,26	0,002	38,73	21,23	2,1	10,26	183,9	6,91
0,88	2,4	124,9	51,8	48,5	197,7	381,7	45,36
0,31	0,41	42,45	18,6	5,29	0,002	239,13	6,2
0,32	0,085	43,2	16,28	8,2	0,001	230,1	7,0
0,3	0,06	51,4	16,25	5,92	0,002	245,32	6,3
0,35	0,15	51,9	20,22	3,53	4,98	263,6	5,6
0,16	0,001	21,4	10,63	1,7	4,6	122,8	3,4
0,28	0,05	50,3	15,1	4,0	0,002	207,2	6,7
0,3	0,21	42,77	17,16	6,81	36,2	174,0	8,9
0,12	0,0085	15,7	11,01	2,3	23,96	66,3	3,6
0,78	1,73	122,56	50,18	44,0	191,6	322,6	29,3

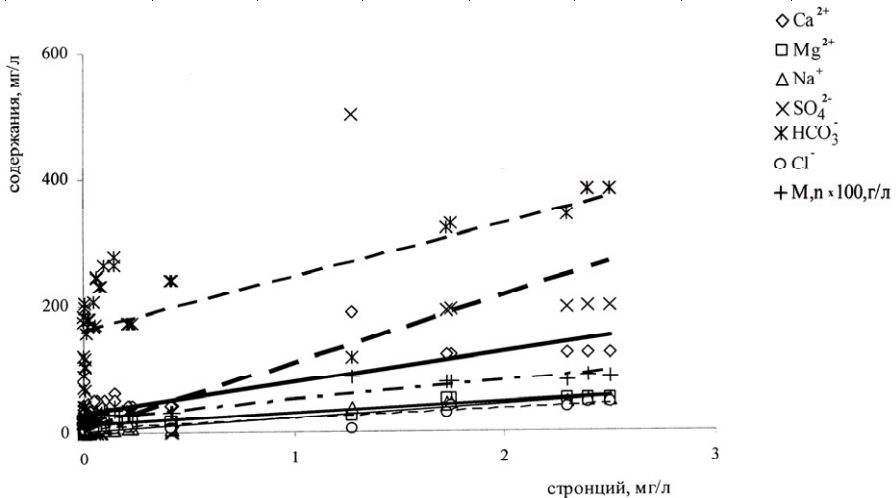


Рис. 29. Зависимость содержания стронция в подземных водах карбонатных отложений нижней перми – среднего-верхнего карбона от содержаний других компонентов

Таблица 19

Матрица корреляционной зависимости для отдельных компонентов подземных вод карбонатных отложений нижней перми – среднего-верхнего карбона

	М	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
М	1							
Sr <sup>2+</sup>	0,93	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,97	0,85	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,92	0,91	0,82	1				
Na <sup>+</sup>	0,95	<b>0,98</b>	0,90	0,89	1			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,84	0,78	0,91	0,63	0,85	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,78	0,69	0,67	0,86	0,65	0,33	1	
Cl <sup>-</sup>	0,80	<b>0,93</b>	0,68	0,89	0,89	0,56	0,69	1

Пресные подземные воды, развитые на площадях распространения горных пород ассельского яруса нижней перми и среднего и верхнего карбона, характеризуются низкими значениями стронция. В этих водах стронций имеет частично седиментационный генезис (в морских водах содержание его составляет 8 мг/л) и появляется в результате подтока минерализованных вод из более глубоких горизонтов и разбавления их пресными, а также вследствие растворения немногочисленных гипсовых включений, обогащенных стронцием. Этим и объясняется его корреляция со всеми рассмотренными ионами. Максимальная корреляция наблюдается с Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup> (значения 0,98 и 0,93 в табл. 19), поскольку он привносится вместе с солеными водами. Коррелирует с Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (0,91, 0,5, 0,8 и 0,9 соответственно) в связи с растворением включений гипса в карбонатных отложениях.

После растворения гипса идет растворение самих известняков и доломитов, в которых стронций также может присутствовать в виде примесей, а также стронцианита.

Таблица 20

Химический состав подземных вод гипсоносных отложений сакмарского яруса нижней перми

Минерализация, г/л	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
	мг/л						
1,3	3,63	366	6,8	4,15	865,8	48,8	8,99
2,37	7	551,31	67,49	37,55	1405,39	263,52	40,83
1,95	6,5	524,61	29,37	3,0	1263	126,88	8,72
2,14	7	527,34	53,03	10,56	1350,2	181,78	21,83
1,98	6,5	532,12	23,16	8,01	1234,5	158,6	21,82
2,28	7	587	15,65	62,21	1292,1	190,7	105,2
0,14	0,37	28,36	4,58	1,95	54,73	42,7	6,23
0,17	0,0125	37,55	4,1	2,26	68,31	47,58	8,37
1,76	6	474,71	24,41	2,94	1162,89	91,5	6,98
1,56	4,9	403,2	25,4	14,74	966,32	128,01	25,44
1,54	4,7	398,8	24,9	7,7	1001,6	91,1	9,0
1,61	5,3	409,3	23,2	8,1	1036,5	117,7	8,8

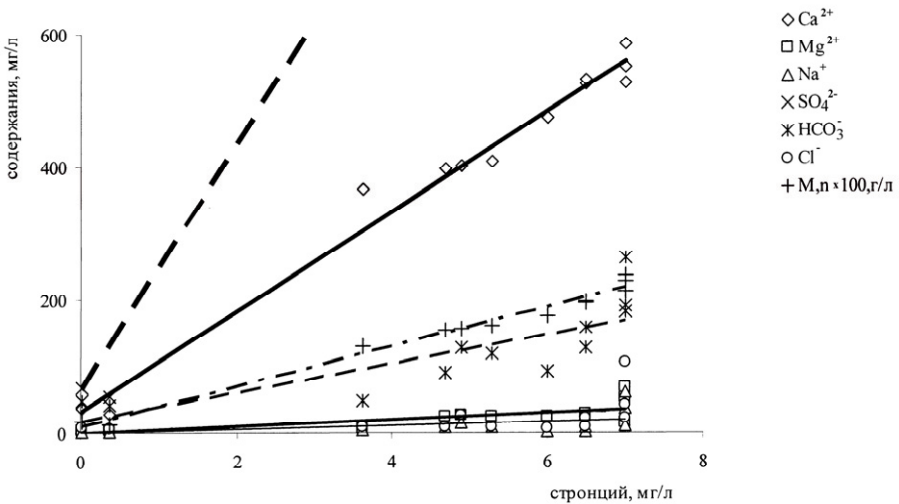


Рис. 30. Зависимость содержания стронция в подземных водах гипсоносных отложений сакмарского яруса нижней перми от содержаний других компонентов

Таблица 21

Матрица корреляционной зависимости для отдельных компонентов подземных вод гипсоносных отложений сакмарского яруса нижней перми

	M	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
M	1							
Sr <sup>2+</sup>	0,99	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,99	<b>0,99</b>	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,71	0,69	0,63	1				
Na <sup>+</sup>	0,54	0,47	0,49	0,29	1			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,99	<b>0,99</b>	0,99	0,70	0,43	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,83	0,79	0,76	0,84	0,70	0,77	1	
Cl <sup>-</sup>	0,49	0,43	0,46	0,14	0,97	0,39	0,61	1

В слабосоленоватых водах стронций появляется в результате растворения гипсов и ангидритов, слагающих 40-80-метровую толщу пород соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми. Минерализация этих вод не превышает 2,5 г/л. Это связано с тем, что при содержании сульфат-иона более 1 г/л маломинерализованные воды становятся пересыщенными по отношению к сульфату стронция, и процесс его растворения сменяется осаждением. Этим и объясняется его практически 100 %-ная корреляция с ионами Ca<sup>2+</sup> и SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (значения 0,99 в табл. 21). На рис. 30 также четко прослеживается данная зависимость.

Кроме того, в слабосоленоватых подземных водах водоносного комплекса соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми стронций коррелирует, но в меньшей степени, с Mg<sup>2+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (0,69 и 0,79) и Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup> (0,47 и 0,43). Таким образом, здесь, как и в водоносных комплексах ассельского яруса нижней перми и среднего-верхнего карбона, имеют место процессы выщелачивания карбонатов и подток снизу минерализованных вод; но эти процессы носят явно подчиненный характер и не являются определяющими.

В пресных водах верхнепермских отложений, наиболее обогащенных целестином, но с практическим отсутствием гипса, при минерализации до 1 г/л уже успевают сформироваться концентрации стронция до 50 мг/л. Воды этой группы наиболее опасны для потребления, т. к. в них помимо содержания стронция выше ПДК как для пресных, так и для минеральных вод, наблюдается и отношение  $Ca/Sr < 100$ , что может стать причиной проявления Уровской эндемии, или болезни Кашина-Бека (см. Глава 6).

Таблица 22

Химический состав подземных вод карбонатных отложений казанского яруса верхней перми

Минерализация, г/л	$Sr^{2+}$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$Na^+$	$SO_4^{2-}$	$HCO_3^-$	$Cl^-$
	мг/л						
0,36	1,25	51,1	15,19	5,52	6,72	256,28	4,25
0,32	0,5	38,08	13,61	7,59	5,28	225,77	2,13
0,38	5,42	38,68	20,9	9,66	5,76	273,37	3,55
0,32	9,27	33,07	21,26	8,74	15,37	211,13	4,25
0,34	12,55	30,26	25,76	10,58	10,57	235,54	4,96
0,44	15,0	38,68	28,8	18,16	17,77	308,76	2,84
0,34	6,8	37,68	23,57	7,82	10,09	229,44	3,55
0,37	8,1	30,46	18,71	21,61	25,94	237,98	7,09
0,2	6,62	25,45	11,42	1,84	5,76	144,01	3,55
0,3	0,18	44,89	11,66	4,37	1,44	208,69	3,55
0,31	0,17	43,49	11,91	6,21	0,96	212,35	4,96
0,36	7,29	44,09	18,83	8,51	4,32	253,84	2,84
0,32	1,52	35,07	15,31	10,0	0,48	216,01	8,51
0,63	4,76	16,03	12,64	141,62	78,77	297,78	54,59
0,31	3,36	36,27	15,8	9,66	0,96	205,03	14,08
0,32	2,39	31,46	16,28	11,95	3,84	213,57	8,51
0,29	4,95	34,27	14,58	11,04	3,36	219,67	7,09
0,31	1,59	31,86	15,43	10,81	1,44	216,01	4,96
0,3	3,57	25,65	16,77	14,02	1,92	213,57	3,55
0,34	5,02	35,08	17,29	16,83	10,57	230,5	7,84
0,87	33,3	37,88	0,001	151,3	138,06	318,52	155,63
0,91	45,25	48,1	38,64	145,0	76,13	422,26	131,87
0,71	51,25	63,93	34,87	59,35	75,3	402,73	41,83
0,82	47,8	51,3	36,09	0,001	87,24	427,14	76,63
0,8	38,57	62,12	37,79	88,6	137,44	396,63	43,6

0,83	47,27	55,11	40,82	151,3	91,35	490,6	138,4
0,5	34,72	56,71	25,15	42,99	33,14	244,08	30,49
0,78	42,59	53,59	30,48	91,22	91,24	385,99	88,35
0,49	9,22	26,05	12,51	71,7	0,001	319,74	9,22
0,67	5,23	56,31	21,87	78,05	6,58	31,9	436,9
0,92	3,7	22,44	15,67	200,0	0,001	558,94	71,9
0,9	3,7	9,02	10,57	218,2	0,001	556,5	64,16
0,5	4,04	31,06	6,44	92,7	78,6	245,3	8,51
0,71	2,6	23,25	10,69	137,5	2,88	500,36	8,51
0,87	4,1	8,22	7,41	222,2	109,05	452,77	28,36
0,66	3,97	13,23	9,72	149,0	61,31	362,46	14,18
0,8	3,98	8,82	7,78	200,0	71,19	439,34	26,23
0,71	4,28	15,03	15,07	144,3	55,14	452,77	11,34
0,63	3,36	70,14	26,73	35,92	0,82	451,55	14,18
0,88	7,35	21,64	10,57	232	195,05	302,66	111,31
0,72	5,4	24,65	8,99	164,7	131,7	297,78	81,53
0,85	10,14	34,67	13,37	181,16	184,44	360,02	56,72
0,5	4,84	23,25	0,1	90,81	64,84	280,69	7,09
0,49	5,58	18,24	6,93	106,21	72,05	230,66	7,8
0,29	0,65	39,68	7,17	16,32	2,4	207,47	9,22
0,68	4,83	26,22	11,27	137,69	60,94	355,94	56,89
0,55	11,06	34,59	17,06	76,72	43,62	305,39	40,34
1,07	46,88	51,3	38,39	169,2	117,07	535,15	123,72
3,39	32,48	73,98	50,24	954,0	415,61	544,3	1242,17
1,1	41,95	55,6	27,97	195,75	130,15	420,16	220,48
1,44	6,34	16,43	16,52	390,2	404,09	457,65	116,63
1,08	5,17	25,25	14,09	263,9	240,73	427,14	54,24
1,75	15,04	21,24	19,08	494,0	500,0	446,67	238,22
0,37	1,26	51,15	15,14	5,52	6,72	256,28	4,25
0,32	0,5	38,2	13,58	7,5	5,37	225,77	2,13
0,36	5,42	38,7	21,9	8,66	5,7	273,4	3,55
0,31	9,26	33,2	21,26	8,74	15,37	211,13	4,25
0,35	12,55	30,27	25,7	10,66	10,5	235,61	4,94
0,4	15,0	38,64	28,8	18,16	17,77	308,8	2,8
0,34	6,8	37,78	23,47	7,82	9,09	239,44	3,55
0,47	8,1	30,46	18,71	21,61	25,94	237,98	7,19
0,2	6,6	25,47	11,42	1,84	5,76	144,01	3,55
0,28	0,18	44,89	11,66	4,37	1,44	208,69	3,0
0,31	0,175	43,5	11,0	6,24	0,97	212,35	4,95
0,35	7,28	44,09	18,83	8,51	4,32	253,84	2,84
0,33	1,52	35,07	15,31	12,0	0,48	216,01	8,53
0,63	4,76	16,03	12,62	141,62	78,77	297,78	54,61
0,31	3,36	36,29	15,6	9,66	0,96	205,03	14,08



0,32	2,39	31,46	16,28	11,95	3,84	213,5	8,58
0,27	4,95	34,27	14,58	10,04	3,36	219,67	6,09
0,31	1,6	31,86	15,42	10,81	1,44	216,01	4,96
0,3	3,57	25,69	15,77	14,02	1,92	213,57	4,55
0,33	5,02	35,08	17,29	16,83	10,57	230,5	6,84
0,88	33,3	38,88	0,001	151,3	158,06	318,52	175,63
0,94	45,25	58,1	58,69	145,0	76,13	422,26	134,87
0,71	51,25	63,93	34,87	59,35	75,3	402,73	41,83
0,82	47,8	51,35	36,04	0,001	87,24	427,14	76,63
0,79	38,57	58,12	37,79	88,6	137,44	386,63	41,6
0,83	47,27	55,16	40,8	151,27	91,35	490,0	138,48
0,51	34,72	56,91	25,15	45,99	34,14	244,08	34,49
0,78	42,59	53,5	30,57	91,22	91,24	385,99	88,35
0,5	9,23	26,1	12,51	71,73	0,001	319,74	9,22
0,66	5,23	56,31	21,87	78,05	6,58	31,9	432,9
0,95	3,8	43,44	19,67	230,0	0,001	558,94	96,9
0,9	3,7	9,02	10,57	218,26	0,001	556,52	64,1
0,52	4,04	32,7	6,44	92,7	78,6	245,3	9,51
0,73	2,6	24,25	10,69	137,5	3,88	500,36	8,51
0,87	4,1	8,22	7,41	222,2	109,05	452,77	28,36
0,65	3,97	13,23	9,72	149,0	61,31	362,46	12,18
0,8	3,98	8,82	7,7	200,8	71,19	439,34	26,23
0,71	4,29	15,02	15,07	144,3	55,14	452,77	11,34
0,63	3,37	70,14	26,73	35,92	0,82	451,55	14,17
0,87	7,35	20,64	9,57	232,1	195,05	302,66	110,31
0,73	5,4	25,65	8,99	164,7	141,7	297,78	81,53
0,85	10,15	34,68	13,37	181,16	184,44	360,0	56,72
0,5	4,84	23,26	0,11	90,81	64,84	280,69	7,07
0,47	5,58	18,24	6,93	100,21	60,05	210,66	7,8
0,29	0,65	39,68	7,18	16,31	2,4	207,47	9,22
0,68	4,83	26,22	11,27	137,69	60,94	355,94	56,89
0,56	11,06	34,59	17,06	76,72	53,62	305,39	40,34
0,36	1,22	51,1	15,19	5,52	6,72	256,31	4,25
0,31	0,5	38,08	13,61	7,59	5,28	225,77	1,13
0,38	5,42	38,68	20,9	9,66	5,76	273,37	3,55
0,32	9,27	33,0	21,26	8,74	15,44	211,13	4,25
0,34	12,54	30,27	25,76	10,58	10,57	235,54	4,96
0,45	15,1	38,68	28,8	18,16	27,77	308,76	3,84
0,33	6,8	37,68	23,57	6,82	9,09	229,44	2,55
0,37	8,1	30,46	18,71	21,61	25,94	237,98	7,09
0,2	6,62	25,47	11,4	1,84	5,76	144,0	3,55
0,31	0,18	44,89	11,67	4,37	1,47	208,6	3,58
0,31	0,175	43,5	11,81	6,21	0,96	212,35	4,96

0,36	7,3	44,1	18,8	8,51	4,32	253,84	2,84
0,3	1,52	35,07	15,31	9,08	0,48	206,01	6,51
0,65	4,76	26,03	12,64	161,62	78,77	305,78	55,59
0,31	3,36	36,27	15,8	9,66	0,96	205,03	14,08
0,33	2,39	41,46	16,28	11,95	3,84	233,57	10,51
0,29	4,95	34,27	14,58	11,04	3,36	219,67	7,09
0,31	1,58	31,85	15,43	10,81	1,44	216,03	4,96
0,3	3,57	25,66	16,76	14,02	1,92	213,59	3,51
0,34	5,02	35,08	17,29	16,83	10,57	230,5	7,84
0,87	33,35	37,88	0,001	151,3	138,06	318,47	155,63
0,9	45,23	48,1	38,64	145,0	76,13	420,26	121,87
0,71	51,25	63,93	34,87	59,35	75,3	402,73	41,83
0,31	0,19	43,49	11,91	6,21	0,96	212,35	4,96

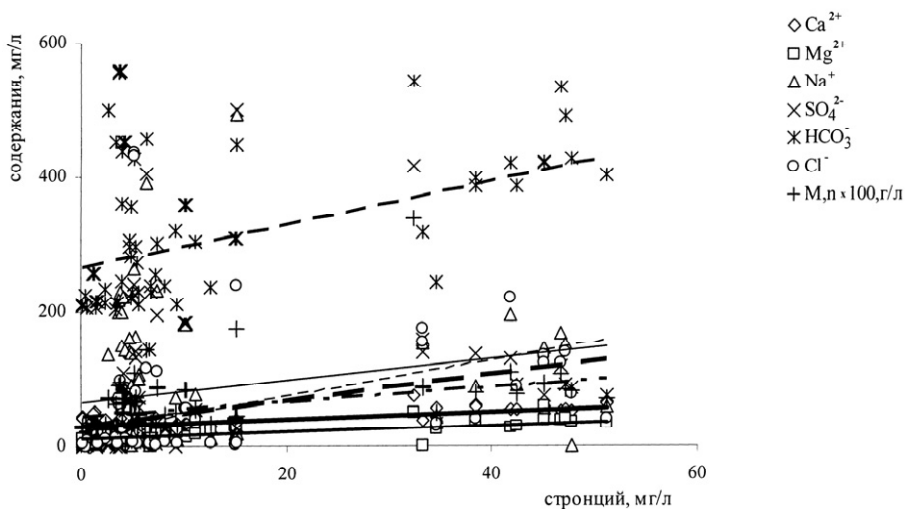


Рис. 31. Зависимость содержания стронция в подземных водах карбонатных отложений казанского яруса верхней перми от содержаний других компонентов

Таблица 23

Матрица корреляционной зависимости для отдельных компонентов подземных вод карбонатных отложений казанского яруса верхней перми

	M	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
M	1							
Sr <sup>2+</sup>	0,43	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,12	0,56	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,33	0,71	0,67	1				
Na <sup>+</sup>	0,95	0,20	-0,11	0,11	1			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,82	0,35	-0,03	0,14	0,82	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,69	0,43	-0,01	0,31	0,62	0,46	1	
Cl <sup>-</sup>	0,82	0,31	0,32	0,35	0,76	0,56	0,24	1

Распределение стронция в подземных водах казанского водоносного комплекса связано с выщелачиванием включений целестина из известняков и доломитов. Также частично он выносится в раствор при растворении самих известняков и доломитов, в которых находится в качестве примеси.

Ввиду относительно низких концентраций целестина в карбонатных породах яруса, четких корреляционных связей между содержаниями стронция и другими ионами не прослеживается.

Таблица 24

Химический состав подземных вод глинистых отложений четвертичного комплекса

Минерализация, г/л	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
	мг/л						
0,03	0,004	1,57	1,9	2,48	2,88	12,2	9,74
0,4	0,3	42,35	22,18	28,83	4,94	262,3	22,53
0,4	0,13	41,55	28,93	19,78	2,47	298,9	11,76
0,13	0,082	20,74	4,1	4,16	9,05	79,3	10,47
0,23	0,006	27,17	17,11	2,7	0,001	178,12	8,45
0,25	0,55	29,56	17,84	3,11	6,99	178,12	10,56
0,32	0,05	46,34	22,17	4,32	0,001	219,6	8,44

0,22	0,15	34,36	11,33	3,76	9,88	136,64	9,86
0,06	0,001	5,99	2,17	2,64	0,001	36,6	9,69
0,51	1,3	39,55	18,6	68,24	0,001	359,9	23,03
0,77	1,6	123,08	26,19	52,81	284,35	191,54	89,34
0,27	0,44	46,34	10,85	4,22	0,001	187,88	11,97
0,75	1,17	40,35	19,09	139,74	11,11	475,8	53,75
0,33	0,44	38,38	15,57	25,91	41,46	201,3	21,51
0,23	0,31	11,42	4,01	40,46	25,94	124,48	12,05
0,33	0,44	36,45	14,75	26,95	39,73	195,81	20,83
0,03	0,004	1,55	1,92	2,44	2,92	12,1	9,75
0,45	0,35	42,3	22,23	28,8	4,97	262,1	22,73
0,4	0,13	41,57	28,91	19,75	2,5	298,6	11,79
0,15	0,084	20,75	4,13	4,13	9,2	79,1	10,47
0,24	0,008	27,27	17,1	2,75	0,001	178,12	8,45
0,25	0,55	29,5	17,9	3,1	7,0	178,1	10,58
0,3	0,045	46,3	22,2	4,31	0,001	219,5	8,43
0,24	0,15	34,3	11,39	3,72	9,92	136,6	9,82
0,08	0,001	5,99	2,2	2,64	0,001	36,6	9,69
0,52	1,35	39,6	18,6	68,2	0,001	359,9	23,07
0,76	1,6	123,06	26,19	52,81	284,35	191,5	89,3
0,29	0,445	46,35	10,85	4,22	0,001	187,88	11,98
0,75	1,17	40,3	19,09	139,74	11,11	475,85	53,75

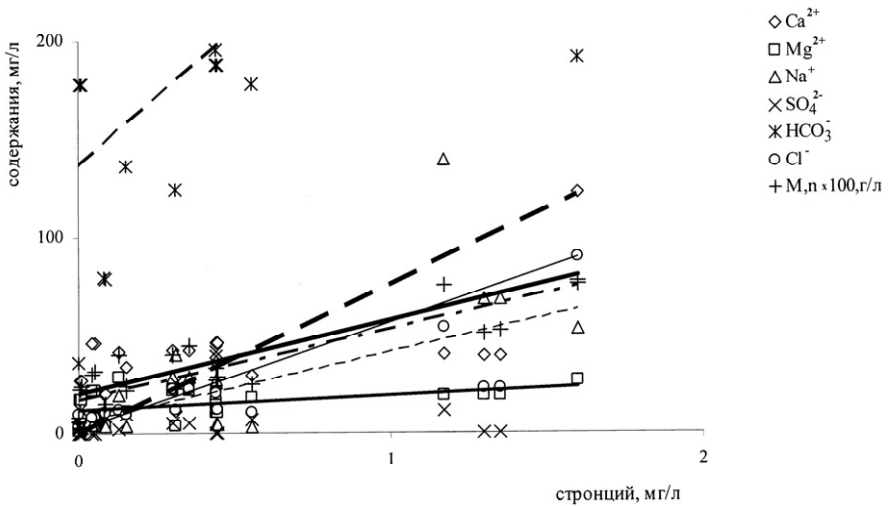


Рис. 32. Зависимость содержания стронция в подземных водах четвертичных отложений от содержания других компонентов

Таблица 25

Матрица корреляционной зависимости для отдельных компонентов подземных вод глинистых отложений четвертичного комплекса

	M	Sr <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
M	1							
Sr <sup>2+</sup>	0,86	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,78	<b>0,70</b>	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,74	0,45	0,69	1				
Na <sup>+</sup>	0,81	<b>0,75</b>	0,32	0,34	1			
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,56	0,63	0,85	0,34	0,22	1		
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,81	0,60	0,36	0,71	0,80	-0,01	1	
Cl <sup>-</sup>	0,84	<b>0,84</b>	0,82	0,45	0,66	0,86	0,39	1

В пресных подземных водах, развитых на площадях распространения четвертичных образований, стронций содержится в незначительных количествах. Происхождение его в этих водах аналогично таковому в подземных водах вендских, каменноугольных и нижнепермских отложений. Т. е. в пресных подземных водах четвертичного водоносного комплекса он появляется в результате подтока минерализованных вод из более глубоких горизонтов (отсюда его связь с Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup> – значения 0,75 и 0,84 в табл. 25), а также при растворении карбонатных, сульфатных и других минералов, в которых стронций находится в виде изоморфных замещений кальция (отсюда связь с Ca<sup>2+</sup> – значение 0,7 в табл. 25).

## 5.2. Зависимость содержания стронция в подземных водах от их минерализации

Зависимость содержания стронция в подземных водах от минерализации рассматривается в данной работе по всем водоносным комплексам. На рис. 33 приведены графики зависимостей для пресных (с минерализацией (M) до 1 г/л),

слабосоленоватых (с М 1-2,5 г/л) и соленых вод. Данные по содержанию стронция в соленых водах и рассолах (с М до 70 г/л) взяты из работы (Малов, 2003).

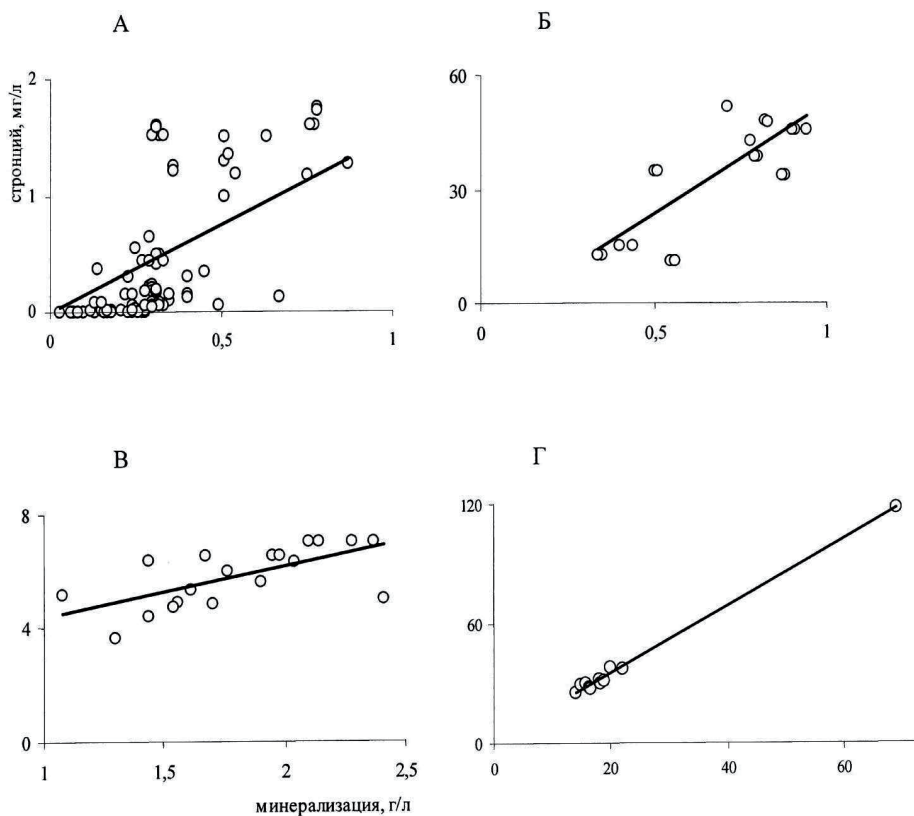


Рис. 33. Графики зависимостей содержаний стронция в пресных, слабосоленоватых и соленых подземных водах от их минерализации:

- А – для пресных вод с низкими содержаниями стронция (до 2 мг/л);
- Б – для пресных вод с высокими содержаниями стронция (10-50 мг/л);
- В – для слабосоленоватых вод с содержаниями стронция до 7 мг/л
- Г – для соленых вод и рассолов

Для пресных вод с низкими содержаниями стронция (рис. 33А) характерный средний уровень его концентраций – 0,2 % М при разбросе от 0,4 до 0. Для пресных вод с высокими содержаниями стронция (рис. 33Б) средний уровень – 2,2 % М при разбросе от 6,5 до 0,4. Для слабосоленоватых вод (рис. 33В) – 0,4 % М.

В слабосоленоватых водах, где стронций появился в результате растворения гипсов и ангидритов соткинской свиты сакмарского яруса нижней перми, содержание стронция составляет 0,4 % М. Этот же источник имеют и пресные воды с содержанием стронция 0,4 % М (верхняя треть поля рассеивания точек на рис. 33А). Минерализация этих вод не превышает 2,5 г/л, а концентрации стронция – 7 мг/л.

Это определяется пределом растворимости сульфата стронция, содержащегося в виде включений в гипсоносных отложениях. Процесс его растворения идет до концентрации  $\text{SO}_4^{2-}$  в растворе примерно 1 г/л, затем сменяется осаждением.

В пресных водах верхнепермских отложений при минерализации до 1 г/л уже успевают сформироваться высокие концентрации стронция – до 50 мг/л. Это связано с тем, что казанские отложения являются наиболее обогащенными целестином, и в них практически отсутствует гипс, растворимость которого выше, чем у целестина. Поэтому здесь происходит активное опережающее растворение сульфата стронция из карбонатных пород.

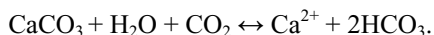
В подземных водах повышенной минерализации (рис. 33Г), приуроченных к более глубоко залегающим отложениям вендской, каменноугольной и пермской систем, стронций встречается повсеместно. Содержания его на уровне 0,15 % М. Это в 2-35 раз ниже, чем в гипсоносных и целестинсодержащих отложениях перми, но в 6 раз выше, чем в морской воде (в морских водах содержание стронция составляет 0,025 % М).

Как видно из графика на рис. 33Г, содержание стронция выше ПДК для минеральных вод (25 мг/л) могут наблюдаться уже при минерализации порядка 15-16 г/л.

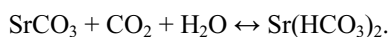
Нужно отметить, что уровень содержаний стронция порядка 0,15 % М характерен как для соленых вод, так и для пресных при отсутствии залежей гипса и целестина, т. е. это равновесный уровень таких типов подземных вод. Он свойственен для соленых вод морского генезиса независимо от их местоположения как по площади района, так и в его разрезе. Опробованные скважины располагались как в нижнем течении реки Северная Двина до глубины около 700 м, где гипсы практически отсутствуют, так и в верхнем течении реки Кулой, где опробовался интервал непосредственно под гипсово-ангидритовой толщей мощностью около 80 м (Малов, 2003).

### 5.3. Геохимические особенности миграции стронция

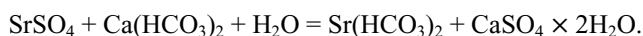
Известно, что переход карбоната кальция из известняков в раствор происходит по схеме:



При этом для поддержания средней концентрации  $\text{HCO}_3^-$  – 250-300 мг/л требуется 12-15 мг/л  $\text{CO}_2$ . В аналогичных условиях происходит растворение стронцианита:

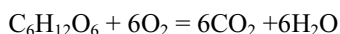
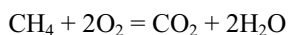


Более распространенный целестин растворяется в результате обменной реакции с гидрокарбонатом кальция с образованием более подвижного углекислого стронция и слабо растворимого гипса (2 мг/л при 20°C):

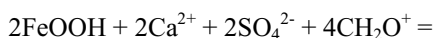


Растворение и миграция кальция и стронция в зоне свободного водообмена лимитируется диоксидом углерода. Содержание двуокиси в воде, соответствующее ее парциальному давлению в воздухе, составляет 0,6-0,8 мг/л. Основным источником поступления диоксида углерода в подземные воды, необходимого для растворения кальция и стронция, является органическое вещество ископаемое и поступающее с хозяйственными стоками. Реакции его образования на примере метана и глюкозы приведены в (Савенко, 2003):

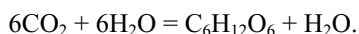




Органический углерод может окисляться также в результате сульфатредукции:



При этом в зависимости от условий и петрографического состава пород могут образовываться силикаты и карбонаты окисного и закисного железа, обладающие различной растворимостью. Существенное значение в зоне гипергенеза могут иметь также биотические реакции и коллоидные формы миграции. Последовательная смена геохимических обстановок регулирует подвижность стронция в вертикальном разрезе пресных вод. В зоне ландшафта углекислый газ переходит в органическое вещество в результате реакции фотосинтеза:



В зоне аэрации происходит окисление сульфидов свободным кислородом с образованием сульфатов и затем гидроокислов трехвалентного железа, которые в свою очередь окисляют органическое вещество с выделением свободного диоксида углерода, как это показано выше (Ершов и др., 2006).

#### **5.4. Геохимические барьеры, способствующие осаждению стронция**

Подземные воды обладают способностью самоочищаться от загрязнений антропогенного и природного происхождения вследствие осаждения нормируемых элементов на геохимических барьерах.

Термин «геохимические барьеры» был предложен А.И. Перельманом в 1961 году (Перельман, 1989). В пределах большинства барьеров происходит довольно резкое изменение типа миграции химических элементов, а затем связанные с ним изменения интенсивности миграции и осаждение (концентрация) определенных химических элементов или их соединений.

«Геохимия зоны гипергенеза включает... изучение как устойчивых геохимических обстановок, так и геохимических барьеров – контактов между этими обстановками. Геохимические барьеры представляют собой самостоятельный... объект исследований» (Перельман, 1965, с. 32).

Геохимические барьеры биосферы разделяются на два основных типа – природные и техногенные. И те, и другие располагаются на участках изменения факторов миграции. В первом случае смена факторов, а соответственно и смена одной геохимической обстановки другой обуславливаются природными особенностями конкретного участка биосферы. Во втором – такая смена геохимических обстановок происходит в результате антропогенной деятельности.

Оба типа геохимических барьеров подразделяются А.И. Перельманом на три основных класса: физико-химические, биогеохимические и механические. Физико-химические барьеры связаны с изменением окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий. Механические – представляют собой участки резкого уменьшения интенсивности механической миграции элементов. Биогеохимические – связаны с накоплением химических элементов растительными и животными организмами.

Накопление химических элементов (соединений) на геохимических барьерах часто приводит к их аномально высоким концентрациям. При определенных условиях концентрации и общее содержание элементов (соединений) на барьере резко возрастают, образуются месторождения полезных ископаемых (Алексеев, 2000).

С.Р. Крайнов и В.М. Швец в своей работе (Крайнов и др., 1987) отмечают два важных положения:

- Геохимические барьеры возникают не только на границе разных фаз, но и в гомогенной среде при изменении: а) Eh – pH-условий подземных вод и карбонатных, сульфидных и прочих равновесий (смещение последних); б) концентраций отдельных компонентов химического состава.

- Геохимические барьеры могут возникать также и в результате инженерно-технологических мероприятий при эксплуатации месторождений подземных вод, что позволяет управлять их качеством.

Последнее положение весьма актуально для территории Мезенской синеклизы, где широко распространены пресные подземные воды с повышенными по сравнению с ПДК концентрациями ряда компонентов, в том числе и стронция.

На основании геохимического анализа значимости различных процессов осаждения элементов из подземных вод хозяйственно-питьевого назначения при их формировании в верхних зонах земной коры в работе (Крайнов и др., 1987) выделены следующие типы геохимических барьеров, приводящих к самоочищению этих подземных вод от нормируемых в СанПиН 2.1.4.1074-01 элементов: окислительный (кислородный), восстановительный, щелочной (гидролитический и карбонатный), сульфатный, сульфидный, кислый, сорбционный (гидроксидный, глинистый, карбонатный). Рассмотрим только те барьеры, которые приводят к самоочищению подземных вод от стронция: щелочной карбонатный, сульфатный, сорбционный глинистый и сорбционный карбонатный (табл. 26).

Таблица 26

Способность стронция к осаждению на геохимических барьерах

Геохимический барьер	Неорганические формы миграции стронция, способствующие его осаждению на данном геохимическом этапе	Формы осаждения
Щелочной карбонатный	$\text{Sr}^{2+}$ , $\text{SrCO}_3^0$	$\text{SrCO}_3$ , соосаждение с $\text{CaCO}_3$
Сульфатный	$\text{Sr}^{2+}$ , $\text{SrSO}_4^0$	$\text{SrSO}_4$
Сорбционный глинистый	$\text{Sr}^{2+}$	Соосаждение с различными фракциями глин, особенно с монтмориллонитовыми
Сорбционный карбонатный	$\text{Sr}^{2+}$	Соосаждение с $\text{CaCO}_3$

Щелочные геохимические барьеры, образовавшиеся в результате встречного движения потоков кислых и слабощелочных вод, изучены Н.С. Касимовым и другими исследователями (Геодинамика..., 2006) на месторождении Большой Карабас. Они показали, что из кислых вод, проникающих сверху, в карбонатном горизонте (в месте встречи двух потоков с результирующей величиной  $pH=8$ ) концентрируются Mo, Mn, Co, Pb, Sr.

Действие **щелочного карбонатного барьера** (Крайнов и др., 1987) основано на образовании труднорастворимых карбонатов с  $CO_3^{2-}$ . Его действию наиболее подвержены двухвалентные катионогенные элементы. Стронций эффективно осаждается при максимальных концентрациях  $CO_3^{2-}$ .

Особое значение в формировании химического состава маломинерализованных подземных вод имеет растворение  $CaCO_3$ , происходящее по следующей обобщенной схеме:



Это означает, что в условиях химического равновесия для существования в растворе определенных концентраций  $HCO_3^-$  необходимо присутствие некоторого количества свободной угольной кислоты, называемой равновесной. Если содержание свободной угольной кислоты в воде окажется меньшим, чем нужно для равновесия, то из воды начнет выделяться  $CaCO_{3(тв)}$ , т. е. указанная выше реакция будет идти справа налево до тех пор, пока не наступит равновесия. Ту избыточную (над равновесной) часть свободной углекислоты, которая расходуется на реакцию с  $CaCO_3$ , называют агрессивной углекислотой. Иными словами, это углекислота, способная переводить в раствор карбонат кальция.

В табл. 27 приводятся расчетные данные равновесных концентраций  $CO_2$  для различных концентраций  $HCO_3^-$ , позволяющие устанавливать присутствие агрессивной углекислоты в подземных водах.

Таблица 27

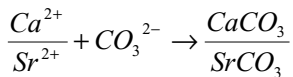
Расчетные данные равновесных концентраций  $\text{CO}_2$  для различных концентраций  $\text{HCO}_3^-$

Содержание, мг/л					
$\text{CO}_2$ (своб)	$\text{HCO}_3^-$	$\text{CO}_2$ (своб)	$\text{HCO}_3^-$	$\text{CO}_2$ (своб)	$\text{HCO}_3^-$
1	80	12	220	40	320
2	120	14	230	450	330
3	140	16	240	50	340
4	160	18	250	60	360
5	170	20	260	70	380
6	180	25	280	80	390
8	200	30	290	90	410
10	210	35	300	100	420

Известно (Гаррелс и др., 1968), что показатель pH системы, состоящей из  $\text{CaCO}_3$ , в воде, находящейся в равновесии с атмосферой, равен 8,4. При наличии постоянного источника  $\text{CO}_2$  pH раствора снижается тем значительнее, чем больше концентрация  $\text{CO}_2$  в растворе.

Это предохраняет подземные воды от насыщения  $\text{CaCO}_3$  и сохраняет их способность к растворению этого соединения. Насыщение подземных вод  $\text{CaCO}_3$  и прекращение растворения обычно происходит при концентрации  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  более 300 мг/л (минерализация  $\geq 500$  мг/л) и при pH  $> 7,5$ . Если эти показатели ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ , pH) растут, то вступает в действие щелочной карбонатный барьер.

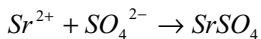
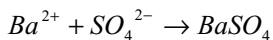
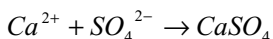
Кальций и стронций осаждаются по схеме:



В результате наблюдается кальцитизация пород, формируется эпигенетический стронцианит.

**Сульфатный барьер** образуется в местах встречи сульфатных вод с водами, содержащими значительные количества Ba, Sr, Ca. При этом протекают

обменные реакции, в ходе которых осаждаются сульфаты щелочноземельных металлов по схеме:



В результате наблюдается огипсование пород, формируются эпигенетические бариты, целестин (Самарина, 1977).

Е.В. Посохов (Посохов, 1985) отмечает два обстоятельства, препятствующих накоплению  $SO_4^{2-}$  в природных водах: присутствие ионов  $Ca^{2+}$  и анаэробная среда. В дистиллированной воде и при температуре 20°C растворимость  $CaSO_4$  составляет 2 г/л. При наличии в растворе больших количеств других солей, не содержащих одноименных ионов ( $NaCl$ ,  $MgCl_2$ ), растворимость  $CaSO_4$  может достигать 6-7 г/л. В табл. 28 показано, как меняется растворимость  $CaSO_4$  с увеличением концентрации  $NaCl$  в растворе. Максимальная растворимость  $CaSO_4$  (7,48 г/л) наблюдается при концентрации  $NaCl$  в растворе 130 г/л. С дальнейшим ростом  $NaCl$  растворимость  $CaSO_4$  в растворе снижается.

Таблица 28

Растворимость  $CaSO_4$  в растворе  $NaCl$

NaCl, г/л	0	0,71	5,67	15,8	47,4	130	161	196	293
$CaSO_4$ , г/л	2,08	2,25	3,14	4,35	6,1	7,48	6,96	6,64	5,19

Сульфатный геохимический барьер имеет весьма ограниченное действие, т. к. сульфаты подавляющего большинства элементов имеют достаточно высокую растворимость. Однако для полного удаления этих элементов (стронция в том числе) из подземных вод путем образования их сульфатов необходимы очень высокие концентрации  $SO_4^{2-}$ , превышающие ПДК для питьевых вод. ПДК составляют 0,5 г/л, а для осаждения требуются концентрации выше 2 г/л.

**Сорбционные геохимические барьеры** формируются на участках встречи водного потока с сорбентами. Наиболее часто встречающимися сорбционными барьерами являются участки, на которых водные растворы, как правило, с концентрацией ионов далеко не достигающей насыщения (в этих случаях не идет осаждение их собственных минералов), встречаются с природными сорбентами. Среди последних – резко преобладают глины, гумусовые вещества.

**Сорбционный глинистый барьер.** В обычных условиях зоны гипергенеза в присутствии маломинерализованных вод минералы глин имеют отрицательный заряд и являются типичными катионообменниками. Поэтому сорбционный глинистый барьер наиболее активен в отношении катионогенных элементов (Li, Sr, Ba).

По обменной емкости и отношению к катионам минералы глин образуют следующий ряд, приведенный в табл. 29 (Крайнов и др., 1987).

Таблица 29

Ряд минералов глин по обменной емкости и отношению к катионам

Минерал	Обменная емкость, мг-экв/100 г	Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /г
Монтмориллонит	100-150	600-800
Гидрослоуды	10-150	<i>n</i> · 100
Каолинит	3-15	40-50

Полнота соосаждения элементов с катионными формами миграции глин (особенно монтмориллонитовой группы) достигает 95 %.

**Сорбционный карбонатный барьер.** При образовании карбонаты (особенно кальция) способны соосаждать многие элементы, мигрирующие в подземных водах в катионной и анионной формах.

В связи с малой величиной произведения растворимости многих карбонатов двухвалентных элементов (в том числе и Sr<sup>2+</sup>), эти элементы еще до образования своих карбонатов соосаждаются с карбонатами кальция. В этом

основная причина их удаления из подземных вод при возрастании концентрации карбонатов в системе. Своего самостоятельного минерала стронций здесь не образует. Тем не менее, полнота его сорбции на карбонатном барьере достигает 100 %.

Сорбционные барьеры являются наиболее эффективными из числа рассмотренных геохимических барьеров. В чистом модельном виде при простых формах миграции элементов такие сорбционные барьеры способны снижать концентрации нормируемых элементов до требуемых содержаний, т. е. приближать воду к ее кондиционному качеству или сделать ее кондиционной. Но реальные гидрогеохимические системы не всегда адекватны модельным условиям. Сорбционные процессы в этих системах осложняются процессами комплексообразования.

Таким образом, в природных условиях всегда действует не один какой-либо барьер, а совокупность барьеров, избирательно действующих на соосаждение разных групп нормируемых элементов. С позиций самоочищения подземных вод от стронция к наиболее эффективным можно отнести сорбционный глинистый и карбонатный геохимические барьеры.

### **5.5. Общая схема формирования стронцийсодержащих подземных вод**

Для Мезенской синеклизы выявлены следующие общие закономерности формирования стронцийсодержащих подземных вод.

Содержание стронция в воде непосредственно связано с его содержанием в водовмещающих породах. Стронций входит в состав как карбонатных (стронцианит), так и сульфатных (целестин) пород. Так же он может содержаться в породах в виде изоморфных замещений кальция, либо сорбироваться на глинистых коллоидах.





Прослеживается взаимосвязь и между химическим стоком стронция и мощностью четвертичных отложений. Чем более открыты породы для непосредственного контакта с атмосферными осадками, тем больше значения химического стока стронция, а, следовательно, выше его концентрации в поверхностных водах. Чем мощнее покров отложений, тем ниже значения подземного стока стронция в поверхностные воды. Воды атмосферных осадков относятся к ультрапресным и являются мощным фактором, разрушающим и растворяющим горные породы, влияя, таким образом, на состав подземных вод. На большей части территории Мезенской синеклизы мощность перекрывающих отложений минимальна, либо они отсутствуют полностью, и коренные породы выходят непосредственно на дневную поверхность. Создаются благоприятные условия для агрессивного воздействия атмосферных осадков на водовмещающие породы, и стронций в процессе их растворения выносится в подземные и поверхностные воды.

На содержание стронция в водах оказывает влияние и их химический состав. Он хорошо мигрирует в карбонатных и плохо в сульфатных водах. Растворимость сульфатных пород выше по сравнению с карбонатными. Процесс растворения гипса идет до его минерализации в воде порядка 2,2 г/л, затем сменяется осаждением. При минерализации раствора порядка 1 г/л стронций в виде целестина выпадает в осадок, и его концентрации в растворе не достигают высоких значений, что характерно для сульфатных подземных вод, развивающихся на гипсоносных породах сакмарского яруса нижней перми. Карбонаты уже при минерализации выше 0,5 г/л начинают выпадать в осадок. При отсутствии в карбонатах существенных содержаний целестина, а также включений гипса, содержащего изоморфные примеси стронция, происходит опережающий рост концентраций растворенного сульфата стронция по сравнению с растворенными карбонатами. В этом случае содержания стронция в растворе достигают максимальных значений, что характерно для гидрокарбонатных подземных вод, приуроченных к карбонатным отложениям казанского яруса. Минимальные концентрации стронция также наблюдаются в

карбонатных водах, развивающихся на породах с практически полным его отсутствием (вендский, каменноугольный-нижнепермский водоносные комплексы).

Формирование стронцийсодержащих подземных вод, при прочих равных условиях, зависит также от фильтрационных свойств пород (коэффициента фильтрации), интенсивности подземного стока и уровня закарстованности территории. Отмечается тенденция к снижению значений химического стока стронция при увеличении коэффициента фильтрации. Это связано с тем, что повышенный водообмен и хорошая проницаемость более древних карбонатных отложений среднего-верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми обеспечили вымывание стронция с течением времени и в ходе поднятия территории Беломорско-Кулойского плато. Поэтому в настоящее время его содержания в этих породах незначительные. Взаимосвязь с интенсивностью подземного стока и закарстованностью территории обратная. Т. е., наблюдается тенденция к росту значений химического стока стронция с увеличением значений модулей подземного стока, а также интенсивностью развития карбонатного и сульфатного карста на определенных участках территории.

Таким образом, наличие стронция в подземных водах в определенных концентрациях, достаточно сильно разнящихся по своим значениям, определяется рядом факторов, действующих в комплексе. Кроме того, существенную роль в формировании аномалий в отношении стронция играют геохимические барьеры. Под их действием может осуществляться естественное самоочищение природных вод от избыточных концентраций стронция и в то же время формироваться рудопроявления целестина (при действии сульфатного барьера) и стронцианита (карбонатного барьера).

## Глава 6.

### Экологические и методические аспекты практического использования стронцийсодержащих подземных вод

#### 6.1. Подземные воды как фактор, определяющий здоровье населения

Основу хозяйственно-питьевого водоснабжения России составляют подземные воды. Доля их в общем балансе водоснабжения составляет 55-60 %. Соответственно, роль подземных питьевых вод в формировании экологического состояния среды является значительной, поскольку химический состав этих вод самым непосредственным образом влияет на физиологические функции человека и его здоровье. Важность этого положения особенно стала ясной в последние 10-15 лет, когда качество подземных вод верхних, продуктивных для водоснабжения горизонтов стало ухудшаться и соответственно стало увеличиваться число населения, пораженного различными эндемичными заболеваниями. В России существуют целые регионы, в пределах которых питьевые подземные воды имеют воду неудовлетворительного качества, т. е. не соответствуют СанПиН 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода». Около 50 % населения России сейчас потребляют некондиционную воду, и этому же числу соответствует количество населения, страдающего заболеваниями, связанными с различными экологическими причинами (Куренной и др., 2000).

С.Р. Крайнов и В.П. Закутин (Крайнов и др., 1994), рассматривая проблему геохимико-экологического состояния подземных вод, отмечают два важных положения, определяющих качество этих вод и уровень их экологической безопасности:

1) Формирование некондиционных и экологически опасных подземных вод нельзя рассматривать только как результат их загрязнений промышленными, сельскохозяйственными, коммунально-бытовыми отходами и средствами. Причины формирования таких вод гораздо более обширны.

Прежде всего, некондиционные подземные воды могут формироваться и часто формируются в результате естественных геохимических процессов, ведущих к образованию определенных геохимических типов подземных вод, благоприятных для миграции и накопления в них различных нормируемых химических элементов и веществ.

2) Существует достаточно сильная взаимосвязь между естественными и техногенными геохимическими процессами формирования качества подземных вод. Среди таких техногенных процессов, влияющих на химический состав подземных вод, важнейшими являются различные виды промышленных, сельскохозяйственных и коммунально-бытовых загрязнений и средств, а также нерациональная эксплуатация месторождений хозяйственно-питьевых подземных вод, в результате которой усиливаются гидродинамические и геохимические взаимодействия водоносных горизонтов, и в процесс водоснабжения втягиваются еще менее кондиционные воды смежных водоносных горизонтов.

Важно подчеркнуть, что все такие перемещения водных масс (связанные с загрязнениями, взаимодействиями подземных вод различных водоносных горизонтов при эксплуатации месторождений подземных вод) сопровождаются не только простым привнесом новых растворенных веществ, но и приводят к нарушениям естественных химических равновесий в системе вода-порода.

В результате таких процессов формируются региональные гидрогеохимические провинции подземных вод с повышенными содержаниями нормируемых химических элементов.

Качество воды (по СанПиН 2.1.4.1074-01) – характеристика состава и свойств воды, определяющая пригодность ее для конкретных видов водопользования и водопотребления.

А.П. Белоусова (Белоусова, 2001) отмечает, что в данной формулировке качество воды – это сугубо потребительская категория, и контролируется оно совокупностью химического и бактериологического состава, а также органолептическими показателями.

Качество подземных питьевых вод из-за специфического положения их в окружающей среде главным образом определяется их химическим составом. Для подземных вод определение качества должно иметь более глубокий и содержательный смысл, т. е. характеризовать в историческом и современном временных масштабах процессы изменения химического состава подземных вод под влиянием природных и антропогенных факторов.

В СанПиН 2.1.4.1074-01 приводятся нормируемые элементы и компоненты подземных вод, используемых для водоснабжения населения, а также приводятся категории их токсичности. Выделяется 4 класса опасности вещества: 1 – чрезвычайно опасные химические элементы; 2 – высоко опасные; 3 – опасные; 4 – умеренно опасные. Стронций стабильный относится ко 2 классу опасности.

В настоящее время накоплен обширный материал о миграции химических элементов по различным биологическим цепочкам, об уровнях всасывания, распределения, кинетике накопления и выведения их из организма человека. Появились новые исследования биологов и медиков, подтвердивших отрицательную роль не только высоких, но и низких значений в пищевом рационе ряда элементов. В работе (Экологически чистые..., 1998) приведены рекомендуемые минимальные концентрации в питьевой воде таких компонентов, как Ca, Mg,  $\text{HCO}_3$ . В других работах (Москалев, 1985; Человек..., 1977; Экологические проблемы..., 1996; Guidelines for drinking-water..., 1996) опубликованы статистические данные о суммарном поступлении в организм человека ряда элементов и вычислена величина нижнего предела биологически значимых концентраций этих элементов.

М.В. Барвиш и А.А Шварц (Барвиш и др., 2000) предложили ввести термин «биологически значимая концентрация» (БЗК) для того, чтобы определить содержание, начиная с которого элементы, входящие в состав воды, необходимо учитывать при ее характеристике. БЗК – это концентрация, при которой поступление элемента в организм с водой может сказываться на общем микроэлементном балансе человека.

В основу одного из возможных подходов к определению БЗК авторы предлагают положить результаты статистических исследований среднесуточного потребления человеком различных элементов с пищей, водой и воздухом. В первую очередь это актуально для жизненно важных макро- и микроэлементов, чья роль в физиологических процессах достаточно изучена. Также необходимо учитывать и другие элементы, для которых имеются достоверные сведения об их балансе в организме человека. За нижний предел биологически значимой концентрации (НПБЗК) авторами принимается величина, при которой поступление элемента в организм с питьевой водой составляет 5 % от общего среднестатистического поступления. Ежесуточное потребление питьевой воды принято равным 2 л. В данной работе (Барвиш и др., 2000) приведена таблица, отображающая среднесуточное потребление человеком 49 элементов и НПБЗК этих элементов для воды. Также для сравнения даны существующие значения ПДК по СанПиН 2.1.4.1074-01 и порядок максимальных концентраций химических элементов, обнаруживаемых в маломинерализованных подземных водах. После сделан вывод о том, что подавляющее большинство элементов может содержаться в маломинерализованных водах в БЗК. Из общей таблицы таких элементов, здесь представлены сведения только для 7 элементов (табл. 30).

Таблица 30

Среднесуточное потребление человеком некоторых элементов и НПБЗК для питьевой воды

Элемент	Максимальная концентрация, мг/л	ПДК, мг/л	Среднесуточное потребление, мг	НПБЗК, мг/л
Кальций, Ca	$n \times 100$	-	1100	27,5
Магний, Mg	$n \times 100$	-	300	7,5
Натрий, Na	$n \times 100$	200	4500	112,5
Сера, S	$n \times 100$	-	850	21,25
Стронций, Sr	$n \times 10$	7	2	0,05
Углерод, C	$n \times 100$	-	300000	7500
Хлор, Cl	$n \times 100$	350	4000	100

В.А. Книжников и Н.Я. Новикова (Книжников и др., 1964) отмечают, что поскольку содержание стронция в суточном рационе населения предполагается незначительным, возможность повышенного поступления этого элемента в организм людей практически определяется его концентрацией в питьевой воде.

## **6.2. Общие сведения о влиянии стронция на организм человека**

Стронций является биологически активным элементов. Он участвует в процессах свертывания крови и некоторых ферментативных реакциях в качестве ингибитора или активатора (Кононский, 1992), при избытке может накапливаться в зубах и волосах человека (Скальный и др., 2004). Но основное воздействие стронций оказывает на костно-суставную систему человека. Попадая в организм человека, он включается в обмен веществ, изоморфно замещая кальций в гидроксил-апатитовой молекуле костной ткани. Это может привести к изменению структурной организации костной системы в целом.

В костях человека примерно 70 % приходится на гидроксил-апатит  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ . Это в среднем составляет 6 кг веса. Особенностью кристаллической структуры апатита является положение кальция в двух структурных позициях, обуславливающих возможность его замещения примерно 20 элементами: Sr, U, Th, Ba, Na, Mn и др. Но в первую очередь стронцием, в силу его изоморфизма с кальцием. Именно эти замещения традиционно исследуются медиками и биологами при возникновении многих заболеваний костно-суставной системы (артрозы, артриты, остеопорозы, остеохондрозы и пр.).

Наиболее известным эндемичным заболеванием костной системы, связанным с дисбалансом поступающих в организм человека элементов является так называемая Уровская болезнь, или болезнь Кашина-Бека. Распространена, в основном, среди населения Восточной Сибири (Читинской и Амурской областей), в северных районах Кореи, Китая, Северном Вьетнаме.



Сходные болезни известны на Ближнем Востоке и в Швеции (Большая Медицинская Энциклопедия..., 1979).

Первое упоминание об Уровской болезни относится к 1849 г., когда межевой техник И.М. Юренский описал патологию, встречающуюся среди казачьего населения в заболоченной долине р. Уров (приток р. Аргуни). Она характеризовалась появлением зоба, деформацией конечностей и позвоночника, что приводило к нарушению двигательной активности. Болезнь, как правило, начиналась в детском возрасте и усугублялась со временем. В середине 1850-х годов уровские больные привлекли к себе внимание врача Забайкальского казачьего войска Н.И. Кашина, отметившего их низкий рост и короткопалость. Кашин назвал болезнь «ломотной» или «забайкальским ревматизмом», а причиной её считал неблагоприятные факторы внешней среды: суровость климата, заболоченность долины Урова, плохие санитарно-бытовые условия. Единственным средством, способным радикально решить проблему «ломотной болезни», исследователь считал «переселение жителей в другие места, более удобные, сухие и возвышенные, где почва не имеет таких вредных для здоровья условий, и это есть единственное средство остановить развитие болезни».

Следующий серьезный шаг в исследовании Уровской болезни был сделан врачами-супругами Е.В. Бек и А.Н. Бек. С 1906 г. «ломотная» болезнь стала главным предметом исследований Е.В. Бека, который назвал ее «эндемическим деформирующим остеоартритом» (Эйльбарт, 2006).

Основными симптомами болезни являются поражения костно-суставной системы, выражающиеся в утолщении суставов кистей, короткопалости, ограничении движений суставов, атрофии мышц, искривлении позвоночника и утолщении его позвонков, низкорослости. Заболевание начинается обычно в период роста организма и реже у лиц старше 20 лет. С возрастом костно-суставные изменения нарастают и приводят к резко выраженной деформации всего скелета, но, главным образом, конечностей (рис. 34) (Большая Медицинская Энциклопедия..., 1979; Влияние биогеохимического окружения..., 1984; Полякова, 2012).



Рис. 34. Поражение суставов верхних конечностей при Уровской болезни

В.В. Ковальский (Ковальский, 1974) и другие авторы в 1968 г. изучали «стронциевые провинции» на юге и севере Таджикской ССР. В этих провинциях ими были обнаружены «эндемические хондродистрофии», проявляющиеся, в частности, в низкорослости, короткоруконости, короткопалости.

В настоящее время признанной является биогеохимическая теория происхождения Уровской эндемии. Согласно этой теории, причиной возникновения болезни является дисбаланс экзогенно поступающих в организм макро- и микроэлементов. Ряд авторов (Иванов, 1994-1997; Кравченко, 1998) видят причину в недостатке, либо избытке кальция и фосфора, как основных остеотропных элементов, а также рассматривают их соотношение. Другие, помимо кальция и фосфора, отмечают роль марганца (Вощенко и др., 1988; Росин, 1990) и селена (Гмошинский и др., 2006; Горбунов и др., 2011) в формировании заболевания.

А.П. Виноградов (Виноградов, 1963) высказал гипотезу, объясняющую болезнь недостатком кальция при некотором избытке стронция в компонентах ландшафта. В.В. Ковальский, разделяя эту гипотезу, выразил мнение, что причиной заболевания может быть не только избыток или недостаток определенных химических элементов в цепи, но и их дисбаланс. Этот вывод отражает использование в качестве гидрогеохимической предпосылки эндемии

кальций-стронциевого отношения (Ca/Sr), значение которого меньше 100 рассматривается как признак неблагополучия территории в отношении Уровской болезни.

При исследовании геохимических особенностей природных вод Уровского биогеохимического района Л.В. Замана и Н.М. Гладкая (Замана и др., 1993) обратили внимание на повышенное содержание стронция в костях уровских больных. Содержания стронция в водах района составляли 0,01-1,67 мг/л, а в очагах эндемии не превышали 1,0 мг/л, но значение Ca/Sr отношения при этом нередко было меньше 100. Причина здесь в опережающем росте концентраций стронция по сравнению с кальцием, в большинстве случаев, за счет выщелачивания стронций-содержащего апатита.

А.П. Авцын обращает внимание на сопоставление так называемого стронциевого рахита и типичной болезни Кашина-Бека. «Не исключено, что Уровская болезнь может быть особо тяжелой формой стронциевого рахита, развивающегося в крайне неблагоприятных климатических условиях» (Авцын, 1972).

В.И. Лебедев и Н.И. Краснова (Лебедев и др., 1995), при изучении влияния фосфорных удобрений на организм человека и животных, выделили категории, в которые попадают территории с разной экологической ситуацией в зависимости от значений Ca/Sr отношения. К категории «экологическое бедствие» относятся территории с Ca/Sr меньше 1. К категории «чрезвычайная экологическая ситуация» – Ca/Sr от 1 до 10, и к категории «относительно нормальная экологическая ситуация» – территории с Ca/Sr больше 100.

С.Р. Крайнов и В.М. Швец (Крайнов и др., 1987) также отмечают важность биогеохимического значения величины Ca/Sr отношения подземных вод. Использование подземных вод с малым (меньше 100) значением этого показателя может привести к возникновению среди населения Уровской эндемии. При одновременном в кинетическом отношении переходе стронция и кальция из осадочных пород должны формироваться подземные воды с величиной Ca/Sr отношения порядка  $n \times 100$ . В реальных подземных водах

изменчивость этих соотношений гораздо большая. В грунтовых водах оно изменяется от 5 в подземных водах зон целестиновой минерализации до  $n \times 100$  в более минерализованных водах аридной зоны. В пластовых и трещинно-жильных маломинерализованных напорных водах величина Ca/Sr отношения изменяется от  $n \times 10$  до  $n \times 100$ . Причины таких изменений заключаются преимущественно в вариациях геохимических особенностей водовмещающих пород (наличие в них гипса, целестина и т.д.).

Таким образом, стронций является одним из тех микроэлементов, который в больших концентрациях оказывает значительное влияние на организм человека.

### **6.3. Кальций-стронциевое отношение в подземных водах Мезенской синеклизы**

В связи с тем, что на исследуемой территории установлены повышенные содержания стронция в подземных источниках водоснабжения, то теоретически можно предположить, что среди населения области имеются предпосылки для развития заболеваний, схожих с Уровской эндемией. Поскольку установлено, что отношение  $Ca/Sr < 100$  рассматривается как признак, определяющий потенциальную возможность проявления Уровской болезни, интересным представилось проследить его значения в подземных водах Мезенской синеклизы. Для этого, вначале было подсчитано кальций-стронциевое отношение для общего количества проб воды по каждому водоносному комплексу. Затем выделены пробы со значениями Ca/Sr отношения больше и меньше 100 и вычислены их средние значения (табл. 30). На основании проведенных расчетов выделены примерные районы с различной вероятностью проявлений заболеваний костно-суставной системы (рис. 35).

Таблица 30

## Ca/Sr отношение в подземных водах Мезенской синеклизы

Водоносный комплекс / (общее количество проб)	Среднее значение / (количество проб)	
	Ca/Sr>100	Ca/Sr<100
P <sub>2</sub> kz / (124)	256 / (7)	9,5 / (117)
P <sub>2</sub> u / (9)	0 / (0)	60 / (9)
P <sub>1</sub> s / (12)	1552 / (2)	80 / (10)
P <sub>1</sub> a – C <sub>2+3</sub> / (48)	7617 / (42)	63 / (6)
V / (9)	922 / (3)	26 / (6)

К первому (I) району относится территория, где вероятность возникновения заболеваний костно-суставной системы среди населения полностью или практически отсутствует, ко второму – с повышенной вероятностью и к третьему – с высокой вероятностью проявлений подобных заболеваний.

Практически вся центральная часть Мезенской синеклизы относится к I району, т. е. к району, где вероятность возникновения заболеваний подобных Уровской эндемии отсутствует. Подземные воды данной территории развиваются на отложениях карбона и ассельского яруса нижней перми, а также вендских отложениях. Содержания стронция в этих водах минимальны и не превышают 2 мг/л. Значения Ca/Sr отношения почти во всех пробах значительно больше 100.

Территория развития гипсоносных отложений сакмарского яруса нижней перми и уфимского яруса верхней перми (бассейн р. Кулой и его притоков) относится к району с повышенной вероятностью проявлений заболеваний костно-суставной системы. Содержания стронция в подземных водах этих отложений не превышают 7 мг/л, но значения Ca/Sr отношения практически во всех пробах меньше 100, в среднем составляют 80 и 60 соответственно.

Территория северной части реки Мезень (г. Мезень и пос. Каменка) относится к III району с высокой вероятностью проявлений заболеваний костно-суставной системы. Здесь развиты казанские карбонатные отложения, обогащенные целестином. В большинстве проб воды, а в Каменке во всех

пробах, отмечаются высокие содержания стронция. Отношение кальция к стронцию практически во всех пробах значительно меньше 100 и в среднем составляет 9,5.

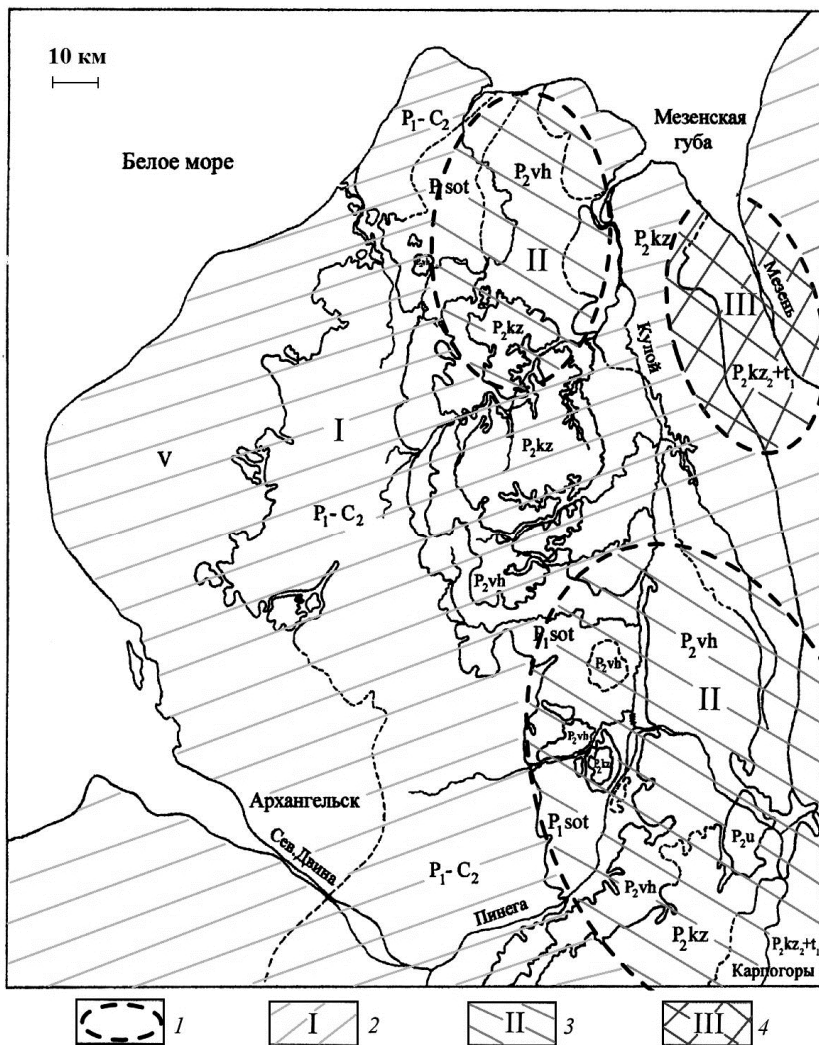


Рис. 35. Районы с различной вероятностью проявлений заболеваний костно-суставной системы:

1 – примерные границы районов; 2-4 – районы с различной вероятностью проявлений заболеваний: 2 – отсутствует (I район); 3 – повышенная (II район); 4 – высокая (III район)

Тем не менее, однозначный вывод о прямой зависимости проявлений заболеваний костно-суставной системы от уровня загрязнения питьевой воды стронцием делать не следует. Так, например, имеется ряд сообщений о позитивном влиянии стронция на развитие остеозаболеваний, в частности остеопороза (на чем основано широкое использование в последние годы ранелата стронция при лечении остеопороза) (Торопцова и др., 2012). Это связано, по-видимому, с недостаточно широкими пределами концентрации элемента, в которых проводились все исследования (Маковский, 2006).

#### **6.4. Некоторые рекомендации по использованию стронцийсодержащих подземных вод**

С.Р. Крайнов и В.М. Швец в своей работе (Крайнов и др., 1987) отмечали, что подземные воды обладают способностью самоочищаться от загрязнений антропогенного и природного происхождения вследствие осаждения нормируемых элементов на геохимических барьерах (Глава 5, разделе 5.4).

Создание искусственных барьеров является принципиально новым способом защиты среды от антропогенного и природного загрязнения, в основе которого лежит использование уже имеющихся в природе возможностей к самоочищению.

При создании искусственных барьеров нужно учитывать количественные характеристики геохимических барьеров. К числу важнейших количественных параметров относится градиент барьера  $G$ . Он определяется по формуле (Перельман, 1989):

$$G = \frac{dm}{dL} \text{ или } G = (m_1 - m_2) / L$$

где  $m_1$  – числовое выражение величины одного из показателей, определяющих изменение геохимической обстановки на барьере, установленное в миграционном потоке перед барьером;

$m_2$  – числовое выражение величины этого же показателя в миграционном потоке сразу же после барьера;

$L$  – мощность (ширина) барьера.

Еще одной количественной характеристикой геохимических барьеров является контрастность барьера  $S$  (А.И. Перельман), определяемая по формуле:

$$S = \frac{m_1}{m_2}$$

С увеличением градиента и контрастности усиливается интенсивность накопления химических элементов на геохимических барьерах.

Для расчета концентрации элементов на барьере ( $h$ ) используется следующая формула (Алексеев, 2000):

$$h = K \frac{C_1 - C_2}{a_1 - a_2}$$

где  $K$  – коэффициент, зависящий от «инертной» массы (почв, осадков, живого вещества и т.д.), на которой происходит накопление рассматриваемого вещества;

$C_1, C_2$  – содержание рассматриваемого вещества в миграционном потоке соответственно до и после барьера;

$a_1, a_2$  – общее содержание всех веществ, мигрирующих в потоке соответственно до и после барьера.

Из приведенной формулы видно, что для концентрации какого-нибудь элемента на барьере не обязательно его высокое содержание в мигрирующих потоках. Если данный участок является барьером только для одного или немногих элементов, а у большинства остальных интенсивность миграции на этом участке не изменяется, то даже при низкой концентрации рассматриваемого элемента в мигрирующем потоке его концентрация на барьере может со временем стать очень высокой.

Указанной особенностью геохимических барьеров необходимо пользоваться при формировании техногенных барьеров. Особое внимание при этом следует уделять формам нахождения химических элементов в



миграционном потоке, их относительному количеству и особенностям самой среды миграции, т. к. именно они во многом определяют процесс осаждения элементов на различных геохимических барьерах.

При создании искусственных барьеров нужно учитывать эффективность действия их природных аналогов. Самыми эффективными были признаны сорбционные барьеры, на них задерживаются практически все нормируемые СанПиНом элементы. То есть, можно предположить и эффективность действия этих барьеров при очищении природных вод от стронция.

В пределах Мезенской синеклизы природным сорбционным барьером, возможно, являются глинистые породы верхнеказанского-нижнетатарского водоносного комплекса. В подземных водах карбонатных отложений казанского яруса верхней перми средние концентрации стронция 20 мг/л (скважины поселка Каменка), в песчано-глинистых татарских – снижаются до 7 мг/л (скважины г. Мезень). Т. е., вероятно, что стронций сорбируется на глинистом барьере, и его содержания в воде существенно снижаются (Полякова, 2006).

Кроме того, по возможности, нужно исключить эксплуатацию скважин с высокими концентрациями стронция в воде из системы централизованного водоснабжения населения. Это, в частности, относится к водоснабжению г. Мезень, осуществляемого 18 одиночными скважинами, 5 из которых имеют повышенные относительно ПДК содержания стронция. Это скважины южной окраины пос. Малая Слобода с содержанием стронция от 9 до 17 мг/л и скважина в центральной части города с максимальным содержанием стронция – 38 мг/л.

В бытовых условиях необходимо использовать очистные фильтры для воды. В работе (Маковский, 2006) указывается на эффективность применения проточного фильтра, сочетающего сорбцию активированным углем с действием природного ионообменника и сорбента – минерала цеолита. Роль цеолита заключается не только в том, чтобы адсорбировать из воды вредные вещества, но и в том, чтобы выделить содержащиеся в нем ионы, несомненно,

полезные для здоровья человека. Более высокая селективность цеолита по отношению к стронцию, чем к кальцию, обеспечивает улучшение соотношения Са и Sr в ходе очистки воды на таких фильтрах.



## Заключение

В заключение работы можно сделать следующие выводы:

1. В пределах Мезенской синеклизы установлена довольно широкая распространенность стронция в подземных водах. Наиболее обогащенные стронцием пермские являются карбонатные и сульфатные отложения, подземные воды которых активно эксплуатируются. Максимальные концентрации отмечаются в карбонатных породах казанского яруса верхней перми и в приуроченных к ним подземных водах.

2. В пределах северо-западной части Мезенской синеклизы показана неоднородность распределения значений химического стока  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , что связано, прежде всего, с составом водовмещающих пород, а также со значениями модулей подземного стока. Максимальные значения химического стока  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  наблюдаются на площадях развития гипсоносных пород сакмарского яруса нижней перми, а максимальные значения химического стока  $\text{HCO}_3^-$  – на площадях развития карбонатных пород среднего и верхнего карбона, а также ассельского яруса нижней перми.

3. Дана оценка интенсивности растворения сульфатных и карбонатных горных пород, а также выщелачивания целестина. Подсчитано, что общее количество растворяющегося целестина на изучаемой территории составляет в среднем примерно 5 т/год с  $\text{км}^2$ , а на водосборе реки Сотка, где отмечается максимальный сток стронция – почти в 6 раз выше. Общее количество растворяющихся гипсов в среднем на территории составляет около 400 т/год с  $\text{км}^2$ , а на территории того же водосбора – практически в 9 раз больше. Карбонатов на исследуемой территории растворяется в среднем 25 т/год с  $\text{км}^2$ , а на водосборе реки Кепина, где их сток максимален – в 5 раз выше.

4. Рельеф Мезенской синеклизы сформировался, в основном, после таяния валдайского ледника (примерно 10000 лет назад). За это время на

территории ее северо-западной части в среднем могло быть денудировано до 1,7 м гипсовой и до 0,1 м карбонатной толщи. Целестина же на данной территории по приблизительным оценкам могло быть выщелочено количество, эквивалентное слою толщиной 1,2 см.

5. Ведущим фактором, контролирующим развитие стронцийсодержащих подземных вод является наличие стронция в горных породах. Чем выше концентрации стронция в водовмещающих породах, тем больше его в подземных и поверхностных водах, развивающихся на данных отложениях. Минимальные значения характерны для образований венда, карбона, ассельского яруса нижней перми, повышенные – для сакмарского яруса нижней перми и уфимского яруса верхней перми, максимальные – для казанского яруса верхней перми.

6. Содержание стронция в подземных водах зависит от состава водовмещающих пород. Он входит в состав карбонатных и сульфатных пород, образуя собственные минералы (стронцианит и целестин), либо изоморфно замещая кальций. В отложениях песчано-глинистого состава, при отсутствии в них существенных включений карбонатных или сульфатных разностей с примесями стронция, концентрации его минимальны, в сульфатных – средние, в карбонатных породах, обогащенных целестином, – максимальны.

7. На развитие стронцийсодержащих подземных вод оказывает влияние возраст водовмещающих отложений. В карбонатных, сульфатных и песчано-глинистых образованиях перми концентрации стронция значительно выше, нежели в таковых венда и карбона. В целом имеет место перераспределение стронция из более древних краевых частей Мезенской синеклизы на восток, в более молодые бассейны верхнепермского осадконакопления.

8. Мощность перекрывающих четвертичных отложений определяет химический сток стронция. Чем более открыты с поверхности породы для непосредственного контакта с агрессивными водами атмосферного происхождения, тем выше значения химического стока стронция.

9. На содержание стронция в подземных водах оказывает влияние их химический состав. В сульфатных подземных водах концентрации стронция не достигают высоких значений, поскольку при концентрации сульфат-иона более 1 г/л маломинерализованные воды становятся пересыщенными по отношению к сульфату стронция, и процесс его растворения сменяется осаждением. В гидрокарбонатных подземных водах, при отсутствии существенных содержаний гипса в водовмещающих карбонатных породах, происходит опережающий рост содержаний растворенного сульфата стронция по сравнению с растворенными карбонатами. В этом случае концентрации стронция в растворе достигают максимальных значений.

10. При прочих равных условиях формирование стронцийсодержащих подземных вод связано с фильтрационными свойствами пород, интенсивностью подземного стока и уровнем современной закарстованности территории. Повышенный водообмен и проницаемость пород определяют низкие значения химического стока стронция. В тоже время, прослеживается тенденция к росту значений химического стока стронция с увеличением показателей модуля подземного стока и интенсивностью развития карбонатного и сульфатного карста на определенных участках территории.

11. Стронций как биологически активный элемент, попадая в организм человека, вызывает серьезные изменения в костной ткани. Значение отношения кальция к стронцию (Ca/Sr) в используемых подземных водах меньше 100 рассматривается как признак экологического неблагополучия территории. Наибольшей вероятностью проявления заболеваний костно-суставной системы среди населения характеризуется территория развития казанских карбонатных отложений, обогащенных целестином.

12. Подземные воды обладают способностью самоочищаться от загрязнений антропогенного и природного происхождения вследствие осаждения нормируемых элементов на геохимических барьерах. С позиций самоочищения подземных вод от стронция к наиболее эффективным можно отнести сорбционный глинистый и карбонатный геохимические барьеры.

13. С целью снижения риска заболеваемости населения следует, по возможности, исключать эксплуатацию скважин с высокими концентрациями стронция в воде из системы централизованного водоснабжения, а также в бытовых условиях применять очистные фильтрационные сооружения.

## Библиография:

- Авцын А.П.* Уровская болезнь (Кашина-Бека) // Введение в географическую патологию. – М.: Медицина, 1972. – С. 154-163
- Алекин О.А.* Химия океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 248 с.
- Алекин О.А., Бражников Л.В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. – М.: Наука, 1964. – 144 с.
- Алексеев В.А.* Экологическая геохимия. – М.: Логос, 2000. – 627 с.
- Аналитическая химия стронция.* – М.: Наука, 1978. – 223 с.
- Архангельский Б.Н.* Гидрохимический разрез Русской платформы // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1958. – № 5. – С. 35-54
- Бабинец А.Е.* Подземные воды юго-запада Русской платформы. – Киев: АН УССР, 1961. – 378 с.
- Балюлин В.И., Викторов А.А., Голоденко В.И. и др.* Концепция медико-экологической безопасности // Экоаудит и проблема экологической безопасности, 2003. – № 1. – С. 7-10
- Барвиш М.В., Шварц А.А.* Новый подход к оценке микрокомпонентного состава подземных вод, используемых для питьевого водоснабжения // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2000. – № 5. – С. 467-473
- Белюсова А.П.* Качество подземных вод: современные подходы к оценке. – М.: Наука, 2001. – 339 с.
- Биненко В.И.* Эколого-химические аспекты ухудшения состояния здоровья людей // Экологическая химия, 2003. – № 12 (4). – С. 256-268
- Богданова Н.Н.* Количественная оценка выноса стронция и бария пресными подземными водами при региональных исследованиях качества подземных вод (на примере центральной части Московского артезианского бассейна) // Сергеевские чтения. Вып. 7. М.: ГЕОС, 2004. – С. 232-236



*Богданова Н.Н.* Природные гидрогеохимические аномалии стронция и бария на территории Центрального района // Сергеевские чтения. Вып. 6. М.: ГЕОС, 2003. – С. 313-317

*Богданова Н.Н., Зверев В.П., Костикова И.А., Смирнова Н.И.* Геохимия и массопотоки стронция и бария в подземных водах центральной части Русской плиты // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 2005. – № 1. – С. 11-17

*Богомолов Г.В., Козлов М.Ф., Кудельский А.В.* Стронций в пластовых водах Припятского нефтегазоносного бассейна // Геохимия, 1970. – № 9. – С. 1131-1135

Большая Медицинская Энциклопедия. В 29 т. / Под ред. Б.В. Петровского. М.: Сов. Энциклопедия, 1979. – Т. 10. – С. 685-693

*Бунеев А.Н.* К вопросу происхождения основных типов минерализованных вод в осадочных породах // ДАН СССР, 1944. – Т. XV. – № 6. – С. 928-931

*Бурков В.В., Подпорина Е.К., Линде Т.П.* Минеральное сырье. Стронций: Справочник. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – 23 с.

*Валяшко М.Г.* О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза // Проблемы соленакопления. – Новосибирск, 1977. – Т. 1. – С. 109-120

*Валяшко М.Г.* О роли морской воды в формировании химического состава природных вод осадочных толщ // Геохимия, 1962. – № 2. – С. 132-141

*Валяшко М.Г.* Основные химические типы природных вод и условия их образования // ДАН СССР, 1955. – Т. 102. – № 2. – С. 315-318

*Валяшко М.Г.* Роль растворимости в формировании химического состава природных вод // ДАН СССР, 1954. – Т. 99. – № 4. – С. 315-318

*Венецкий С.И.* О редких и рассеянных. Рассказы о металлах. – М.: Металлургия, 1980. – 90 с.

*Вержак В.В.* Геологическое строение, вещественный состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2001. 36 с.

*Веричев Е.М.* Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В.П. Гриба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2002. 24 с.

*Веричев Е.М. и др.* Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН, 1999. – Т. 368. – № 2. – С. 226-229

*Вернадский В.И.* История природных вод // Вернадский В.И. Избр. соч. М., 1960. – Т. IV, кн. 2. – 651 с.

*Вернадский В.И.* О классификации и химическом составе природных вод // Природа, 1929. – № 9. – С. 735-738

*Виноградов А.П.* Биогеохимические провинции и их роль в органической эволюции // Геохимия. М., 1963. – Вып. 3. – С. 945-959

*Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 215 с.

Влияние биогеохимического окружения на проявление Уровской Кашина-Бека болезни / Под ред. А.В. Вощенко. – Чита: Изд-во ЧГМИ, 1984. – 100 с.

*Ворошилов Ю.И.* Стронций в воде подземных источников водоснабжения Европейской части СССР // Гигиена и санитария, 1970. – № 4. – С. 113-114

*Вощенко А.В., Седов К.Р., Иванов В.Н.* Биогеохимическая концепция происхождения болезни Кашина-Бека // Бюллетень Сибирского отделения АМН СССР. – Новосибирск, 1988. – Вып. 3. – С. 81-86

*Всеволожская М.А.* Условия формирования и региональная оценка подземного химического стока. – М.: МГУ, 1976. – Вып. 4. – С. 107-158

*Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии. Издание 2. – М.: МГУ, 2007. – 448 с.

*Гаврилов В.П.* Как устроены и чем богаты наши недра. – М.: Недра, 1981. – 192 с.

*Гаврилов В.П., Руднев А.Н., Дворецкий П.И., Пономарев В.А.* Перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы // Геология нефти и газа, 1998. – № 5

*Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 368 с.

*Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Д.* Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 272 с.

*Гвоздецкий Н.А.* Карст. – М.: Мысль, 1981. – 214 с.

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна / Альянс компаний-инвесторов по региональному изучению Мезенской синеклизы. – С-Пб.: Наука, 2006. – 320 с.

Гидрогеология СССР. Архангельская и Вологодская области / Под ред. А.А. Маккавеева Т. XLIV. – М.: Недра, 1969. – 300 с.

*Гмошинский И.В., Мазо В.К.* Минеральные вещества в питании человека. Селен: всасывание и биодоступность // Вопросы питания, 2006. – № 5. – С. 15-21

*Горбунов А.В., Ляпунов С.М., Окина О.И., Фронтасьева М.В.* Поступление селена и йода в организм человека с различными рационами питания // Экология человека. – Архангельск: СГМУ, 2011. – № 10. – С. 3-8

*Грабовников В.А., Рубейкин В.З., Самсонова Л.М., Самсонов Б.Г.* Формирование и строение ореолов рассеивания веществ в подземных водах. – М.: Недра, 1977. – С. 19-30

*Губайдуллин М.Г.* Геоэкологические условия освоения минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России. – Архангельск: Поморский госуниверситет, 2002. – 310 с.

*Гуркало Е.И.* Мониторинг карстового процесса на территории Пинежского заповедника // Проблемы охраны и изучения природной среды Русского Севера. Матер. научно-практич. конф. – Архангельск, 1999. – С. 33-35

*Дворкин-Самарский В.А., Каперская Ю.Н., Козулина И.М.* Закономерности распределения бария и стронция в горных породах Забайкалья. – Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1983. – 152 с.

*Денисов Л.А.* Геохимическая провинция на территории Московского артезианского бассейна – М., 1999. – 216 с.

*Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Меххтели А.В.* Подземный сток в моря и мировой океан. – М.: Наука, 1977. – 272 с.

*Джамалов Р.Г., Злобина В.Л., Мироненко М.В., Рыженко Б.Н.* Влияние закисления атмосферных осадков на химическое равновесие. Термодинамическое моделирование // Водные ресурсы, 1996. – № 5. – С. 556-564

*Добродеева Л.К.* Эколого-физиологические подходы в решении вопросов районирования северных территорий // Экология человека, 2010. – № 10. – С. 3-11

*Евсеев А.А.* Атлас мира для минералога. – М., 2004. – 284 с.

*Еришов А.В., Силин И.И., Кривова Ю.С., Губарева Т.И.* Аномалии природного стронция в питьевых водах Калужской области // Вестник новых медицинских технологий, 2006 – Т. XIII. № 4 – С. 161

*Зайцев И.К.* Гидрогеохимия СССР. – Л.: Недра, 1986. – 239 с.

*Зайцев И.К.* Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Нов. сер. – Л., 1961. – Вып. 46. – С. 111-160

*Зайцев И.К., Толстихин Н.И.* Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. – М.: Недра, 1972. – 278 с.

*Замана Л.В., Гладкая Н.М.* Геохимические особенности природных вод Уровского биогеохимического района // Геохимия, 1993. – Вып. 2. – С. 269-280

*Затенацкая Н.П.* Поровые воды осадочных пород. – М.: Наука, 1974. – 158 с.

*Зверев В.П.* Взаимодействие природных вод с горными породами и химическое выветривание // Геоэкология, 1997. – Вып. 1. – С. 70-77

*Зверев В.П.* Гидрогеохимические исследования системы гипсы-подземные воды. – М.: Наука, 1967. – 172 с.

*Зверев В.П.* Массопотоки подземной гидросферы. – М.: Наука, 1999. – 97 с.

*Зверев В.П.* Подземные воды земной коры и геологические процессы. – М.: Научный мир, 2006. – 256 с.

*Зверев В.П.* Роль подземных вод в миграции химических элементов. – М.: Недра, 1982. – 186 с.

*Зекец И.С.* Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. – М.: Наука, 1977. – 302 с.

*Зекец И.С.* Подземные воды как компонент окружающей среды. – М.: Научный мир, 2001. – 328 с.

*Зекец И.С., Джамалов Р.Г., Месхтели А.В.* Подземный водообмен суши и моря. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 207 с.

*Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов. В 6 кн. – М.: Недра, 1994-1997

*Игнатович Н.К.* Гидрогеология Русской платформы. – М.: Госгеолтехиздат, 1948. – 333 с.

*Книжников В.А., Новикова Н.Я.* К вопросу о санитарном значении стронция в питьевой воде // Гигиена и санитария, 1964. – № 8. – С. 93-95

*Ковальский В.В.* Геохимическая экология. – М.: Наука, 1974. – 280 с.

*Кононов В.М., Крысенко А.М., Швец В.М.* Основы геологии и гидрогеологии. – М.: Высшая школа, 1985. – 272 с.

*Кононский А.И.* Биохимия животных. – М.: Колос, 1992. – 520 с.

*Коротков А.И.* Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. – Л.: Недра, 1983. – 231 с.

*Коротков А.И., Малов А.И.* Гидрогеохимия дельты Северной Двины // Проблемы региональной гидрогеохимии: Тез. докл. совещ. – Л.: ГО АН СССР, 1979. – С. 106-107

*Коротков А.И., Малов А.И.* Формирование подземных вод в дельтах северных рек Европейской части СССР // Сов. геология, 1981. – № 5. – С. 108-117

*Коротков А.И., Павлов А.Н.* Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. – Л.: Недра, 1972. – 184 с.

*Кравченко С.М.* Кальций-фосфорное отношение в геохимических ландшафтах и его влияние на здоровье человека // Геоэкология, 1998. – № 1. – С. 30-36

*Крайнов С.Р., Закутин В.П.* Геохимико-экологическое состояние подземных вод России (причины и тенденции изменения химического состава подземных вод) // Геохимия. – М.: РАН, 1994. – Вып. 3. – С. 312-329

*Крайнов С.Р., Швец В.М.* Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. – М.: Недра, 1987. – 237 с.

*Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.* Геохимии подземных вод. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

*Кузин М.Ф., Егоров Н.И.* Полевой определитель минералов. – М.: Недра, 1983. – 260 с.

*Куренной В.В., Шпак А.А.* Экологическое состояние подземных вод Европейской части России // Разведка и охрана недр, 2000. – № 5. – С. 34-38

*Кутинов Ю.Г.* Экодинамика арктического сегмента земной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. – 388 с.

*Лебедев В.И., Краснова Н.И.* Экологические проблемы применения фосфорных удобрений // Acta Universitatis Wraclaviensis. – № 1607. – Wroclaw, 1995. – P. 137-142

*Левченко Е.Н., Быховский Л.З., Тигунов Л.П.* Минеральные ресурсы России // Экономика и управление, 2007. – № 6

*Левченко Е.Н., Тигунов Л.П., Быховский Л.З.* Перспективы освоения минерально-сырьевой базы стронция России и новые области использования // Разведка и охрана недр, 2011. – № 6. – С. 80-86

*Левченко Е.Н., Тигунов Л.П., Усова Т.Ю.* Минерально-сырьевая база стронция России: проблемы и пути их решения // Разведка и охрана недр, 2006. – № 9-10. – С. 29-37

*Линде Т.П.* Стронций // Новое в развитии минерально-сырьевой базы редких металлов. – М.: ИМГРЭ, 1991. – С. 182-195

Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы / Отв. ред. Ф.Н. Юдахин. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 408 с.

*Макаренко Ф.А., Зверев В.П.* О подземной химической денудации на территории СССР // Доклады АН СССР, 1970. – Т.192. – № 2. – С.424-427

*Макаренко Ф.А., Зверев В.П.* Подземный химический сток на территории СССР // Литология и полезные ископаемые, 1970. – № 6. – С.30-37

*Маковский Р.Д.* Здоровье населения и окружающая природная среда региона // Экология человека, 2006. – № 12. – С. 9-11

*Малков В.Н.* Пещеры и карстовые озера Архангельской области: изученность, перспективы использования // Экологические проблемы региона и основные направления рационального природопользования, расширенного воспроизводства природных ресурсов. – Архангельск, 1991. – С. 84-86

*Малков В.Н., Гуркало Е.И.* Спелеологическое районирование и распределение пещер Архангельской области // Проблемы охраны и изучения природной среды Русского Севера. Матер. научно-практич. конф. – Архангельск, 1999. – С. 37-41

*Малов А.И.* Анализ формирования гидрохимического режима в водоносных комплексах Северо-Двинской впадины // Водные ресурсы, 1980. – № 2. – С.66-76

*Малов А.И.* Влияние глинистого водоупора на формирование состава подземных вод // Тр. ВСЕГИНГЕО, 1983. – Вып. 152. – С. 40-45

*Малов А.И.* Гидрогеоэкологическое районирование Юго-Восточного Беломорья // Проблемы экологии человека. – Архангельск, 2000. – С. 127-129

*Малов А.И.* Подземные воды Юго-Восточного Беломорья: формирование, роль в геологических процессах. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 234 с.

*Малов А.И.* Проблема загрязнения стронцием подземных вод // Геология и проблемы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: Матер. IV республ. геол. конф. АН РБ. – Уфа, 2001. – С. 167-170

*Малов А.И.* Формирование стронцийсодержащих вод в краевой части Мезенской синеклизы // *Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже III тысячелетия: Матер. науч. конф. СО РАН.* – Томск, 2000. – С. 233-235

*Малов А.И.* Экологические функции подземных вод. – Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 1– 67 с.

*Малов А.И., Тюхтина (Полякова) Е.В.* Природное загрязнение стронцием подземных и поверхностных вод Архангельской области // *Сергеевские чтения.* – Вып. 4. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 382-385

*Малов А.И., Тюхтина (Полякова) Е.В.* Стронций в подземных водах Юго-Восточного Беломорья // *Матер. междунар. конф. «Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура».* – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2000. – с. 150

*Мартынова М.А., Часовникова Е.В.* Гидрогеохимия. – СПб.: СПГУ, 1993. – 224 с.

Миграция химических элементов в подземных водах СССР / Под ред. Зверева В.П., Кононова В.И., Ильина В.А. и др. – М.: Наука, 1974. – 229 с.

*Москалев Ю.И.* Минеральный обмен. – М.: Медицина, 1985. – 288 с.

*Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.

*Озябкин В.Н.* Метод количественной оценки химического взаимодействия подземных вод с вмещающими породами // *Тр. ВНИГРИ,* 1974. – Вып. 351. – С. 163-180

*Онищенко Г.В.* Стратегия обеспечения санитарно-эпидемиологического благополучия населения в условиях социально-экологического развития Российской Федерации на период до 2010 года // *Гигиена и санитария,* 2002. – № 2. – С. 3-14

Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Сборник статей. – Архангельск: ПГУ им. М.В. Ломоносова, 2000. – 192 с.

*Перельман А.И.* Атомы-спутники. – М.: Наука, 1990. – 178 с.

*Перельман А.И.* Геохимия природных вод. – М.: Наука, 1982. – 288 с.



*Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов. – М.: Недра, 1965. – 272 с.

*Перельман А.И.* Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989. – 423 с.

*Пиннекер Е.В.* Проблемы региональной гидрогеологии. – М.: Наука, 1977. – 196 с.

*Питьева К.Е.* Гидрогеохимия. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 326 с.

*Полякова Е.В.* Кальций-стронциевое отношение в подземных водах как признак экологического неблагополучия // Сергеевские чтения. Вып. 5. М.: ГЕОС, 2003. С. 348-351

*Полякова Е.В.* Осаждение стронция на геохимических барьерах // Сергеевские чтения. – Вып. 8. – М.: ГЕОС, 2006. – С. 146-148

*Полякова Е.В.* Распределение стронция в горных породах Юго-Восточного Беломорья // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах. Матер. Всеросс. конференции с иностр. участием, посвященной 50-летию СО РАН. – Улан-Удэ: СО РАН, 2007. – С. 135-138

*Полякова Е.В.* Рудопроявление стронция в осадочных горных породах Беломорско-Кулойского плато // Структура и разнообразие минерального мира. Матер. междунар. минералогического семинара. – Сыктывкар, 2008. – С. 396-398

*Полякова Е.В.* Стронций в источниках водоснабжения Архангельской области и его влияние на организм человека // Экология человека. – Архангельск: СГМУ, 2012. – № 2. – С. 9-14

*Полякова Е.В.* Стронцийсодержащие воды Юго-Восточного Беломорья. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 102 с.

*Полякова Е.В., Малов А.И.* Оценка химического выветривания стронцийсодержащих пород на территории Беломорско-Кулойского плато // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Матер. Всеросс. конф. с межд. участием. В 2-х томах. – Т. 2. – Архангельск, 2004. – С. 176-178

*Полякова Е.В., Малов А.И.* Формирование стронций-содержащих подземных вод в Беломорье // Вестник Поморского университета, №1 (7). – Архангельск, 2005. – С. 39-46

*Посохов Е.В.* Ионный состав природных вод. Генезис и эволюция. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 256 с.

*Посохов Е.В.* Общая гидрогеохимия. – Л.: Недра, 1975. – 208 с.

*Посохов Е.В.* Формирование химического состава подземных вод. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 334 с.

*Росин И.В.* О болезни Кашина-Бека // Ревматология. – М., 1990. – Вып. 1. – С. 63-66

Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. – С-Пб.: ВНИИОкеанология, 2002. – 296 с.

*Рыженко Б.Н., Мельникова Г.Л., Шваров Ю.В.* Основные черты формирования химического состава водных растворов земной коры // Геохимия, 1977. – № 6. – С. 819-830

*Савенко В.С.* Геохимические аспекты устойчивого развития. – М.: Геос, 2003. – С. 129-137

*Самарина В.С.* Гидрогеохимия. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. – 360 с.

*Самарина В.С.* Формирование химического состава подземных вод (на примере Молдавского артезианского бассейна). – М.: Наука, 1979. – 216 с.

*Самарина В.С.* Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). – Л.: ЛГУ, 1963. – 114 с.

Свойства элементов. Справочник / Под общей ред. М.Е. Дрица. – М.: Металлургия, 1985. – 672 с.

Север: экология: Сборник научных трудов / Отв. ред. Ф.Н. Юдахин. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. – 414 с.

*Скальный А.В., Рудаков И.А.* Биоэлементы в медицине. – М.: Мир, 2004. – 272 с.

*Смирнов С.И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. – М.: Недра, 1974. – 230 с.

*Смирнов С.И.* Региональная динамика подземных вод седиментационных бассейнов. – М.: Недра, 1979. – 103 с.

*Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты. – М.: Мир, 1988. – 480 с.

*Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П. и др.* Венд Юго-Восточного Беломорья // Доклады АН СССР. Сер. геол., 1981. – № 2. – С. 78-87

*Станковский А.Ф., Якобсон К.Э.* Структура фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986

*Тарасов Г.А., Шлыкова В.В.* Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады РАН, 2006. – Т. 411. – №2. – с. 226-230

*Таубе П.Р., Руденко Е.И.* От водорода до нобелия? – М.: Высшая школа, 1961. – 331 с.

*Толстихин Н.И., Посохов Е.В.* Минеральные воды. – Л.: ЛГИ, 1975. – 169 с.

*Торопцова Н.В., Короткова Т.А.* Стронция ранелат в лечении остеопороза: доказательства эффективности // Научно-практическая ревматология, 2010 – № 1. – С. 19-23

*Торсуев Н.П.* Карст: пути географического изучения. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1985. – 156 с.

*Федоров Д.Л., Цыбин В.Ф., Яралов Б.Л. и др.* Новые данные о структурных особенностях Мезенской синеклизы // Недра Поволжья и Прикаспия, 1997. – Вып. 12. – С. 21-26

*Хаин В.Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973. – 511 с.

*Ходьков А.Е., Валуковис Г.Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. – 216 с.

*Цыганов В.А.* Новые данные по геологическому строению территории Мезенской синеклизы и ее перспективах на углеводороды (по результатам проведения современных высокоточных аэрогеофизических съемок) // Георесурсы, 2006. – № 1(18). – С. 2-8

Человек. Медико-биологические данные // Доклады рабочей группы комитета МКРЗ. – М.: Медицина, 1977. – 496 с.

*Чикишев А.Г.* Карст Русской равнины. – М.: Наука, 1978. – 192 с.

*Шварцев С.Л.* Геологическая система вода-порода // Вестник РАН, 1997. – № 6. – С. 518-524

*Шварцев С.Л.* Источники кальция, стронция и бария крепких и сверхкрепких рассолов хлоридно-кальциевого типа // Геология и геофизика, 1998. – № 6. – С. 23-30

*Шварцев С.Л.* Общая гидрогеология. – М.: Недра, 1996. – 424 с.

*Шварцев С.Л.* Фундаментальные свойства и механизмы геологической самоорганизации системы вода-порода // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже III тысячелетия. Матер. науч. конф. СО РАН. – Томск, 2000. – С. 76-81

*Щербина В.В.* Основы геохимии. – М.: Недра, 1972. – 296 с.

*Эйльбарт Н.В.* Исследование Уровской (Кашина–Бека) болезни у детей в Забайкалье во второй половине XIX-начале XX вв. // Вопросы современной педиатрии, 2006. – Том 5. – № 5. – С. 116-119

Экологически чистые подземные питьевые воды. Рекомендации по обоснованию перспективных участков для добычи с целью промышленного розлива / Разработчик АОЗТ ГИДЭК. – М.: ГИДЭК, 1998. – 31 с.

Экологические проблемы Европейского Севера: Сб. науч. тр. / Под ред. Ф.Н. Юдахина. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. – 407 с.

*Эмсли Дж.* Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.

*Юдахин Ф.Н., Кутинов Ю.Г., Иотов В.И.* Критерии и признаки перспективности рифейских отложений Мезенской синеклизы на обнаружение нефтегазоносных отложений // Нефтепромысловое дело, 2001. – № 4. – С. 15-20

*Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003. – 299 с.

*Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И.* Геохимия стронция в карбонатных отложениях. – Л.: Наука, 1980. – 152 с.

*Якобсон К.Э., Казак А.П.* Эволюция геосистемы. Русская платформа – Урал // Региональная геология и металлогения, 2004 – № 20. – С. 64-72

*Якобсон К.Э., Кузнецова М.Ю., Станковский А.Ф. и др.* Рифей Зимнего берега Белого моря // Сов. Геология, 1989. – № 11. – С. 44-48

*Ясовеев М.Г.* Гидроэкологическое районирование территории Беларуси // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология, 1998. – № 4. – С. 21-34

Barium/strontium carbonate jv. // Industrial Minerals. – 2005, Sept. – P. 12

Carbonates: mineralogy and chemistry. Richard J. Reeder, Editor. – Mineralogical society of America, 1983. – 496 p.

*Faure G., Powell J. L.* Strontium isotope geology. – New York, 1972. – 214 p.

Guidelines for drinking-water quality. Vol. 2: Health Criteria and Other Supporting Information. – Geneva, World Health Organization, 1996. – 973 p.

Mineral Commodity Summaries. – 1998-2006

Strontium // The American Ceramic Society Bulletin, 2004. – Vol. 75. – № 6. – P. 154-157

*Sundquist E.T.* The global carbon dioxide budget // Scitbct. 1993. – Vol. 259. – P. 934-941

*Turekian K.K.* The marine geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1964. – P. 1479-1496.







MoreBooks!  
publishing



# yes i want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн – в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов! окружающей среде благодаря технологии Печати-на-Заказ.

Покупайте Ваши книги на  
**[www.more-books.ru](http://www.more-books.ru)**

---

Buy your books fast and straightforward online - at one of world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at  
**[www.get-morebooks.com](http://www.get-morebooks.com)**



VDM Verlagsservicegesellschaft mbH

Heinrich-Böcking-Str. 6-8  
D - 66121 Saarbrücken

Telefon: +49 681 3720 174  
Telefax: +49 681 3720 1749

info@vdm-vsg.de  
[www.vdm-vsg.de](http://www.vdm-vsg.de)



