Н. Г. Максимович
О. И. Кадебская
О. Ю. Мещерякова

# Сульфатный карст Пермского края

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Пермский государственный национальный исследовательский университет
Естественнонаучный институт
Горный институт Уральского отделения Российской академии наук

Геологу-карстоведу
Кларе Андреевне Горбуновой
посвящается...

**Н. Г. Максимович**
**О. И. Кадебская**
**О. Ю. Мещерякова**

# Сульфатный карст Пермского края

**Монография**

**Пермь 2021**

УДК 551.4
ББК 26.3
М 172

М 172 **Максимович Н. Г.** Сульфатный карст Пермского края: монография / Н. Г. Максимович, О. И. Кадебская, О. Ю. Мещерякова; ПГНИУ, ЕНИ ПГНИУ, ГИ УрО РАН. – Пермь, 2021. – 302 с., ил.

ISBN 978-5-91252-167-6

В научном труде (монографии) дается характеристика сульфатного карста, особенностей его распространения и развития в Пермском крае, основанная на собственных исследованиях и обобщении данных, накопленных за последние годы. Приводится актуализированное районирование территории, выполненное в том числе с использованием ГИС-технологий.

Дано подробное описание районов с характеристикой геологических и гидрогеологических условий развития карста, карстовых явлений. Дано детальное описание ряда пещер, приведены сведения об особо охраняемых природных территориях, связанных с сульфатным карстом, и предложены новые уникальные объекты, которые нуждаются в охране. Описывается влияние карста на хозяйственную деятельность и экологическую обстановку.

Издание предназначено геологам, географам, экологам, карстоведам, спелеологам, краеведам, преподавателям и студентам специальностей, связанных с науками о Земле, а также широкому кругу исследователей-любителей карста и пещер.

Книга издана при финансовой поддержке Правительства Пермского края в рамках гранта в форме субсидии на реализацию научно-издательского проекта.

Рецензенты: В. И. Осипов – академик РАН, Научный руководитель Института геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН (г. Москва); П. Милanович – почетный профессор Белградского университета (Сербия).

М 172 **Maksimovich N. G.** Sulfate karst of the Perm region: monograph / N. G. Maksimovich, O. I. Kadebskaya, O. Yu. Meshcheriakova; PSU, NSI PSU, MI UB RAS. – Perm, 2021. – 302 p.

The scientific work (monograph) provides a characteristic of sulfate karst, the features of its distribution and development in the Perm region, based on their own research and generalization of data accumulated in recent years. An updated zoning of the territory is given, partly based on the use of GIS technologies.

A detailed description of areas with characteristics of geological and hydrogeological conditions for the development of karst and karst phenomena is given. A detailed description of a number of caves is given, information about specially protected natural areas associated with sulfate karst is provided, and new unique objects that need protection are proposed. The book describes the influence of karst on economic activity and the ecological situation.

The publication is intended for geologists, geographers, ecologists, karst scientists, speleologists, local historians, teachers and students of specialties related to earth sciences, as well as a wide range of karst and cave enthusiasts.

УДК 551.4
ББК 26.3

ISBN 978-5-91252-167-6

© Н. Г. Максимович,
О. И. Кадебская,
О. Ю. Мещерякова, 2021

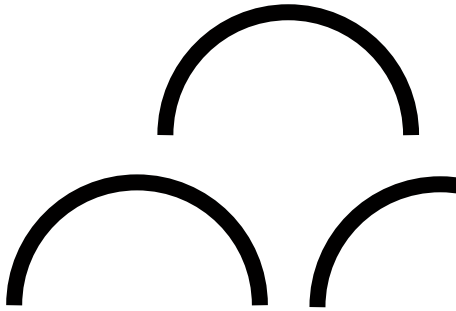
Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation
Perm State National Research University
Institute of Natural Sciences
Mining Institute of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

Dedicated to the outstanding karstologist
Klara A. Gorbunova ...

**N. G. Maksimovich**
**O. I. Kadebskaya**
**O. Yu. Meshcheriakova**

# Sulfate Karst of the Perm Region

**Perm 2021**



6 **Summary**
9 **Введение**

12 **Глава 1**
Особенности сульфатного карста

20 **Глава 2**
Условия развития сульфатного карста Пермского края

21 **2.1** Физико-географические условия
34 **2.2** Тектоника и геологические условия
38 **2.3** Гидрогеологические условия
41 **2.4** Карстовые явления и формы
46 **2.5** Сульфатный карст в условиях техногенного воздействия

56 **Глава 3**
Характеристика районов развития сульфатного карста Пермского края

62 **3.1** Ксенофонтовский район преимущественно сульфатного и карбонатного карста
69 **3.2** Вишерский район соляного и сульфатного карста
75 **3.3** Соликамский район преимущественно соляного и сульфатного карста
100 **3.4** Полазненский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста
149 **3.5** Лысьвенский район локального распространения сульфатного карста
159 **3.6** Нижнесылвинский район сульфатного и карбонатно-сульфатного карста
192 **3.7** Кишертский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста
218 **3.8** Осинцевский район закрытого соляного и сульфатного карста
221 **3.9** Ачитский район сульфатного карста и кластокарста
224 **3.10** Кордонский район преимущественно закрытого сульфатного карста
226 **3.11** Иренский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста

269 **Заключение**

272 **Список литературы**

290 **Указатель географических названий**

296 **Об авторах**

## Summary

Sulfate rocks – gypsum and anhydrite – spread over 23 thousand square kilometers (15%) of the area of the Perm region largely determine the originality of its natural conditions, primarily due to the development of karst processes, governing a wide variety of surface and underground landforms and their inherent landscapes.

Sulfate karst, in comparison with the more common carbonate one, has a specificity associated, first of all, with the high solubility of gypsum and anhydrite, and, accordingly, the activity of karst processes, which must be taken into account especially in conditions of intense technogenic impact.

The variety of sulfate karst features in the Perm region is due to a specific complex of geological, structural-tectonic, hydrogeological, physical-geographical, technogenic features that differ from the conditions of karst formation in other regions of the world. The main ones are:

- a variety of geotectonic settings for the formation of karst rocks - the platform part, the Cis-Ural trough, the zone of the Ural folding;
- a wide range of karst forms, due to the multitype of hydrodynamic profiles;
- the presence of almost all types of karst in terms of thickness and nature of the overburden;
- confinement of active karst to river valleys, tectonic faults and fissure zones, lithological contacts;
- presence of suffusion-unstable soils in cover and karst sediments;
- intrusion of powerful streams of groundwater, unsaturated with calcium sulfate, from carbonate massifs to gypsum-anhydrite ones;
- formation of underwater caves of considerable lengths and volumes;
- formation and rather rapid destruction of caves in sulfate rocks;
- uniqueness of mineral formation in sulfate caves;
- occurrence of earthquakes up to 3-5 points during karst sinkholes and collapses in caves and cavities;
- widespread development of karst-avalanche sediments thicker than 100 m in some areas;
- significant and diverse technogenic impact on regions of development of sulfate rocks, leading to the emergence or activation of karst;
- joint occurrence of sulfate and saline rocks, with the latter when dissolved increasing solubility of gypsum and anhydrite several times.

A distinctive feature of the Perm region is the areas of joint occurrence of sulfate and salt-bearing rocks. Extensive wetlands are formed here, including the largest lakes in the Perm region. The areas of development of sulfate rocks are characterized by extensive depressions, swamps, an abundance of karst lakes, dry valleys, disappearing and reappearing rivers. Groundwater and surface waters contain large amounts of calcium sulfate, which in some cases makes them unsuitable for water supply and causes difficulties for the local population.

Karst areas are characterized by increased water exchange, low protection of groundwater from pollution, which contributes to the development of environmental problems.

Karst forms: caves, lakes, rivers and others are unique natural monuments, some of them have been declared specially protected natural areas. Kungur Ice Cave is the oldest tourist cave in Russia, and Orda Cave – the world's longest underwater gypsum cave – is a world famous center of underwater speleology.

A serious problem of sulfate karst areas is the development of collapses that damage buildings and structures, industrial enterprises, communications, and lead to the death of people. Their forecasting is very difficult, which is also due to the absence of both a unified system of karst monitoring of the region and a program for systematic study of karst.

The authors refer to areas of sulfate karst both regions of exclusive gypsum and anhydrite karst, as well as that together with carbonate rocks and salts.

The last major work devoted to this problem, "Karst and Caves of the Perm Region" was published on the initiative of Klara A. Gorbunova in 1992. The zoning of karst carried out by her has become generally recognized, and the monograph is widely cited in Russia and abroad.

When writing this monograph, the authors adhere to the principles of zoning and the structure of the description of karst phenomena proposed by Klara A. Gorbunova.

Over the past almost 30 years, new data have appeared on sulfate karst, its manifestations in areas not covered by previously performed zoning. In the course of work on the monograph, the GIS "Sulfate Karst of the Perm region" was formed, which contains information on the number of karst collapses since 1920, locations of discharge of sulfate waters, the presence of sulfate rocks in outcrops, coordinate references of caves, their morphometric parameters, existing and proposed protected natural areas with manifestations of gypsum karst. To summarize the information, the ArcGIS program was used. Based on this, some boundaries of the karst regions were clarified. The authors considered it possible to combine the karst areas identified by Klara A. Gorbunova into a single Lysva region, where sulfate rocks do not have continuous distribution, but the processes have common features.

Gypsum and anhydrite are a valuable mineral and construction resource. About 270 objects of sulfate rocks are known in 20 administrative districts of the region.

Today in the Perm region in areas with an active manifestation of gypsum karst, there are 36 specially protected natural areas of regional and local significance with a total area of 502 km$^2$ (2.1% of the total area of karst regions). Unfortunately, after 2009, twelve unique karst sites have lost their status as protected areas. In our opinion, it is necessary not to reduce, but to significantly increase the number of such protected areas associated with sulfate karst. As shown in this monograph, a number of such objects are unique not only for Russia, but also on the scale of our planet.

At the same time, there are many unresolved issues related to sulfate karst, especially under conditions of intense technogenic impact. Sulfate rocks differ significantly from non-karst rocks in many characteristics and are very sensitive to changes in external conditions. The role of the dissolution of sulfate rocks in technogenic karst processes at the Verhnekamskoe Potash Deposit after the flooding of mines has not been sufficiently studied.

This monograph is devoted to the unique features of the sulfate karst regions of the Perm region, as well as the ways of solving the problems associated with it.

We hope that further study of sulfate karst will help clarify new aspects, improve the safety of the territories and take a fresh look at the unique natural characteristics of the Perm region.



Сульфатные породы – гипсы и ангидриты – распространенные на 23 тыс. км$^2$ (15%) территории Пермского края, во многом определяют своеобразие его природных условий, прежде всего, за счет развития карстовых процессов, обусловливающих большое разнообразие поверхностных и подземных форм рельефа и присущих им ландшафтов.

Сульфатный карст, по сравнению с более распространенным в мире карбонатным, имеет специфику, связанную, в первую очередь, с высокой растворимостью гипсов и ангидритов, и, соответственно, активностью карстовых процессов, что необходимо учитывать, особенно в условиях интенсивного техногенного воздействия.

Отличительной чертой Пермского края являются участки совместного залегания сульфатных и соленосных пород. Здесь формируются протяженные заболоченные территории, включающие самые большие озера Пермского края. Для районов развития сульфатных пород характерны обширные депрессии, болота, обилие карстовых озер, суходолов, исчезающих и вновь появляющихся рек. Подземные и поверхностные воды содержат большое количество сульфата кальция, что в ряде случаев делает их непригодными для водоснабжения и создает трудности для местного населения.

Серьезной проблемой районов сульфатного карста является развитие провалов, которые наносят ущерб зданиям и сооружениям, промышленным предприятиям, коммуникациям, приводят к гибели людей.

Учитывая значимость сульфатного карста для края, в 2004 г. были разработаны территориально-строительные нормы «Инженерно-геологические изыскания для строительства на закарстованных территориях Пермской области» (*ТСН 11-301-2004По*), а в 2005 г. – «Проектирование, строительство и эксплуатация зданий и сооружений на закарстованных территориях Пермского края» (*ТСН 31-11-2005Пк*).

Карстовые районы характеризуются повышенным водообменом, низкой защищенностью подземных вод от загрязнения, что способствует развитию экологических проблем.

Вместе с тем, гипсы и ангидриты являются ценным минерально-строительным ресурсом. В крае известно около 270 объектов сульфатных пород в 20 административных районах.

Карстовые формы: пещеры, озера, реки и другие – являются уникальными памятниками природы, часть из них объявлена особо охраняемыми природными территориями. Кунгурская Ледяная пещера является старейшей в России туристической пещерой, а длиннейшая на земном шаре подводная пещера в гипсах – Ординская – всемирно известным центром подводной спелеологии.

Этим и другим уникальным особенностям районов сульфатного карста Пермского края посвящена данная монография.

К районам **сульфатного карста** авторы относят территории, где закарстованы как преимущественно гипсы и ангидриты, так и совместно с карбонатными породами и солями.

Последняя крупная работа, посвященная этой проблеме – «Карст и пещеры Пермской области» – была издана по инициативе *К. А. Горбуновой* в 1992 г. Проведенное ей районирование карста стало общепризнанным, а монография широко цитируется в России и за рубежом.

При написании настоящей монографии авторы придерживаются принципов районирования и структуры описания карстовых явлений, предложенных *К. А. Горбуновой*.

За прошедшие почти 30 лет появились новые данные о сульфатном карсте, его проявлениях на участках, не охваченных ранее проведенным районированием. В процессе работы над монографией была сформирована *ГИС «Сульфатный карст Пермского края»*, которая содержит информацию о количестве карстовых провалов в пределах районов с 1920 г., местах разгрузки сульфатных вод, наличии сульфатных пород в обнажениях, координатных привязках пещер, их морфометрических показателях, существующих и предлагаемых охраняемых природных территорий с проявлениями гипсового карста. Для обобщения информации использовалась программа ArcGIS. На основании этого были уточнены некоторые границы районов. Авторы посчитали возможным объединить выделенные *К. А. Горбуновой* карстовые участки в единый Лысьвенский район, где сульфатные породы не имеют сплошного распространения, но процессы имеют общие черты.



Изучение карста Пермского края началось в 60-е годы XVIII в. и отражено в работах таких ученых, как *И. П. Фальк*, *И. И. Лепехин*, *Г. Бенедикт*. В XIX – начале XX веков изучение карста продолжили *Чеклецов*, *Рышковский*, *Мейер*, *Платонов*, *И. Ф. Эрдман*, *М. Киттары*, *Р. И. Мурчисон*, *П. И. Кротов*, *И. С. Поляков*, *Ф. А. Теплоухов*, *Е. С. Федоров*, *С. И. Сергеев*, *А. А. Крубер*, *Н. И. Каракаш*, *А. А. Штукенберг*, *В. А. Варсанофьева*. В постреволюционный период значительный вклад в исследования внесли *Г. Фредерикс*, *Н. П. Герасимов* и *Е. И. Тихвинская*, *С. М. Орлянкин*, *С. Гуревич* и *Е. А. Петрова*, *Н. К. Тихомиров*, *Г. С. Буренин*, *В. П. Гульденбальк* и *М. С. Полозова*, *А. А. Турцев*, *И. М. Переслегин* и др.

Проблемой сульфатного карста в середине и конце XX в. занимались *Г. А. Максимович*, *К. Г. Бутырина*, *В. Н. Дублянский*, *Е. П. Дорофеев*, *В. П. Зверев*, *В. С. Лукин*, *И. А. Печеркин*, *А. В. Турышев*, *П. И. Яковенко*, *Р. В. Ященко* и др.

Особая роль в изучении сульфатного карста Пермского края принадлежит *К. А. Горбуновой*. Ей подготовлены монографии «Особенности гипсового карста» (*1965*), «Карст гипса СССР» (*1977*), «Морфология и гидрогеология гипсового карста» (*1979*), «Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста» (*1985*), в которых отражены проблемы сульфатного карста края.

В последние годы вклад в изучение сульфатного карста вносят *В. Н. Андрейчук*, *В. Г. Бельтюков*, *Г. Н. Дублянская*, *Д. Р. Золотарев*, *Е. А. Иконников*, *В. Н. Катаев*, *Ю. А. Килин*, *Т. Г. Ковалева*, *В. П. Костарев*, *Н. В. Лаврова*, *И. И. Минькевич*, *Н. Н. Назаров*, *С. В. Щербаков*, а также авторы данной монографии.

Авторы признательны коллегам из Пермского государственного национального исследовательского университета: *Е. О. Безматерных, М. В. Богомазу, О. А. Березиной, Е. В. Губиной, А. Д. Деменеву, А. С. Казанцевой, И. В. Китаевой, А. В. Красикову, Я. Р. Поляковой, С. В. Пьянкову, А. М. Сединину, В. Т. Хмурчику, Ю. Н. Шутовой, а также И. Ю. Герасимовой, Л. Н. Башировой, О. О. Швецовой* и другим спелеологам за помощь в подготовке данного научного труда.

Особо авторы благодарны глубокоуважаемым рецензентам: *Виктору Ивановичу Осипову* – академику РАН, Научному руководителю Института геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН, и *Петару Милановичу* – почетному профессору Белградского университета (Сербия).

# Глава 1

## Особенности сульфатного карста

Фото М. Максимовича

Сульфатные породы охватывают обширные площади земной поверхности: по разным оценкам от 7 млн км$^2$ (*Максимович, 1963*) до 60 млн км$^2$ (*Ford, Williams, 1989*).

Наибольшие площади сульфатных пород находятся в северном полушарии, особенно в США, Канаде, России, Китае, Иране, Испании и Великобритании (*рис. 1.1*), и развиты от арктических широт до жарких засушливых или влажных тропиков, от самых низин до высокогорий.



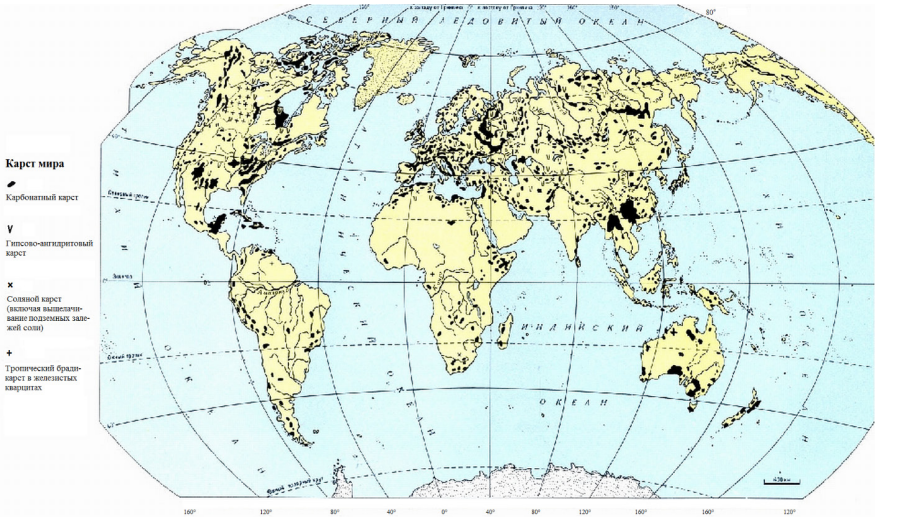



**Рисунок 1.1 Карта развития карста на земном шаре** *(Гвоздецкий, 1981)*

На территории бывшего СССР, по оценкам *К. А. Горбуновой* (*1977*), площадь сульфатных пород оценивается в 5 млн км$^2$ (*рис. 1.2; 1.3*).

Грунты, содержащие соли, в том числе гипс, широко распространены в пределах территорий многих стран мира. Происхождение солей в грунтах связано с процессами растворения и химического выветривания горных пород, обусловливающих переход составляющих их минералов в солевые растворы. Соленакопление в грунтах типично для полуаридных и аридных районов с засушливым климатом и отрицательным балансом влаги в грунтах, где ежегодное количество атмосферных осадков не превышает 25 мм/год (*Асхоор, 2003; Петрухин, 1993*).

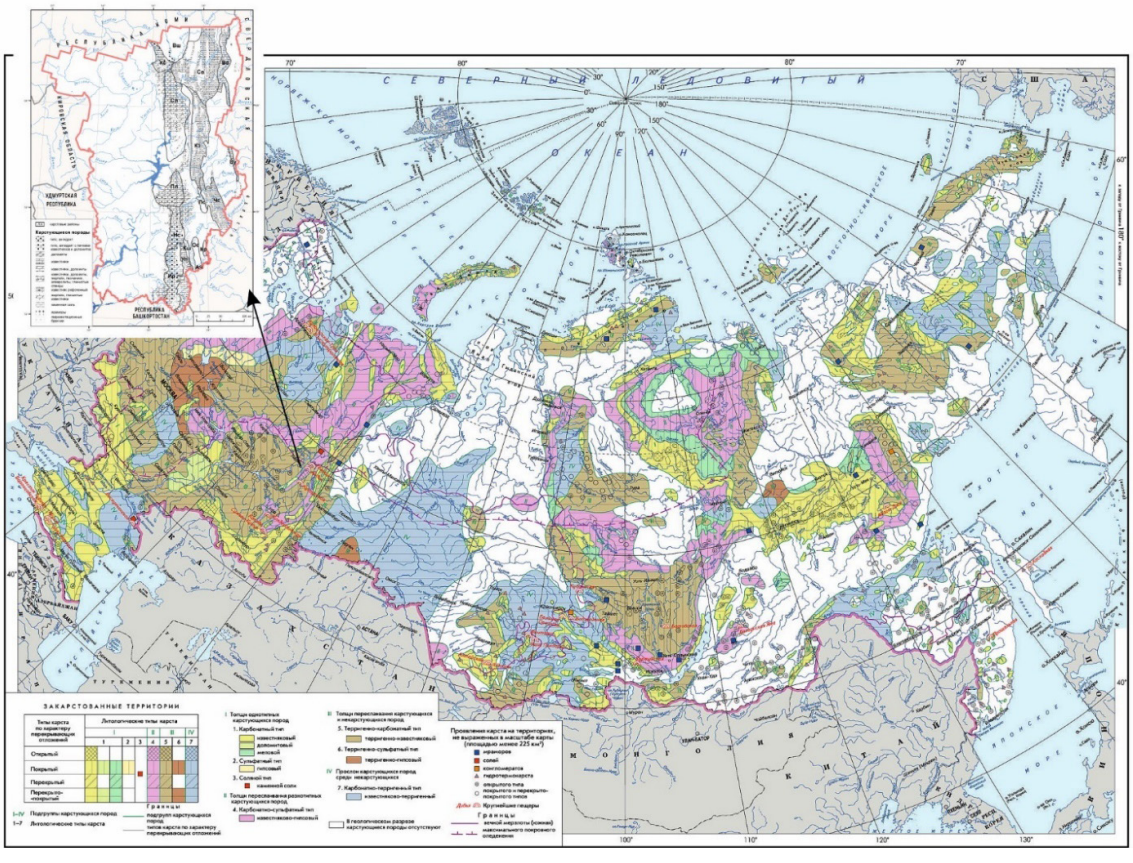


Рисунок 1.2 Карта карстоопасности территории России (*национальныйатлас.рф*)

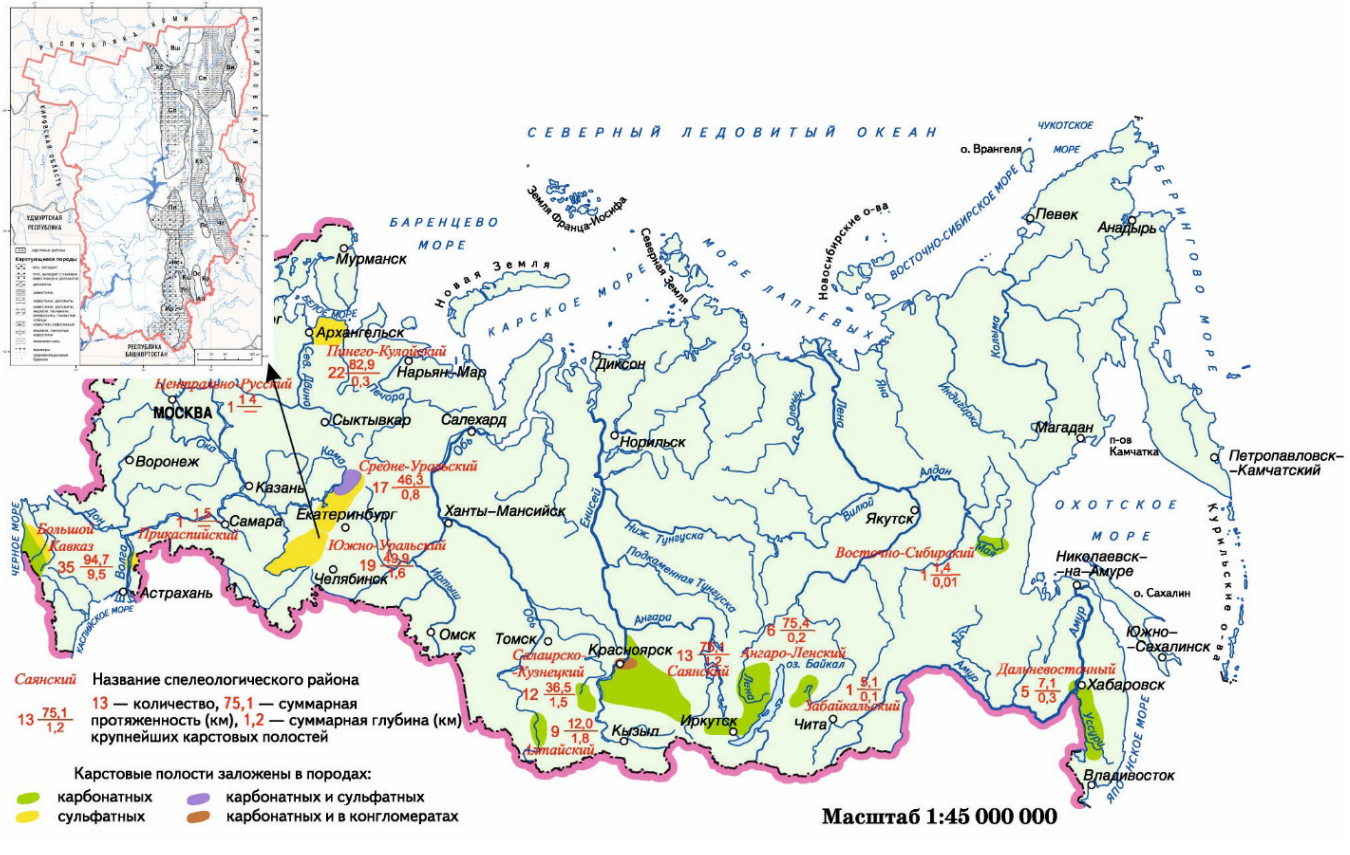



Рисунок 1.3 Районы распространения крупнейших карстовых полостей России (*национальныйатлас.рф*)

Засоленные и загипсованные грунты занимают обширные территории Австралии, Азии (Афганистана, Индии, Ирака, Ирана, Китая, Монголии, Сирии, Пакистана), Африки (Алжира, Египта – особенно в дельте Нила, Ливии), Северной и Южной Америки (Аргентины, Канады, Мексики, США, Чили, Перу), Европы (Греции, Италии, Испании, Румынии, Франции) (*Петрухин, 1993*). По данным *Г. И. Чохонелидзе* (*1957*), общая площадь засоленных и загипсованных грунтов составляет около 750 тыс. км$^2$. По оценкам *F. A. Nafie* (*1989*), загипсованные почвы занимают 724 тыс. км$^2$ поверхности континентов.

**Растворимость гипса и ангидрита.** Растворимость сульфатных пород и, соответственно, активность карстовых процессов зависит как от их химического состава и структуры, так и от внешних факторов: давления, изменения температуры, водородного показателя, окислительно-восстановительного потенциала, химического состава и гидродинамических особенностей подземных вод, а также микробиологических процессов.

Рассмотрим влияние факторов, наиболее значимых для Пермского края.

***Влияние состава подземных вод***. Сульфатные породы на территории края парагенетически связаны с соленосными породами, главным образом, с галитом и сильвинитом. Концентрация хлорида натрия в подземных водах в таких массивах меняется в широких пределах – вплоть до насыщенных растворов (около 360 г/дм$^3$).

Эксперименты *Э. Б. Штерниной* (*1949 а*) показывают, что растворимость гипсов в дистиллированной воде при температуре 25 °С составляет 2,1 г/дм$^3$. Обычная концентрация сульфата кальция в подземных водах – 2–2,5 г/дм$^3$, а при концентрации *NaCl* около 130–140 г/дм$^3$ растворимость гипса достигает максимального значения 7,48 г/дм$^3$. При увеличении концентрации *NaCl* до 293 г/дм$^3$ она снижается до 5,19 г/дм$^3$(*рис. 1.4*).

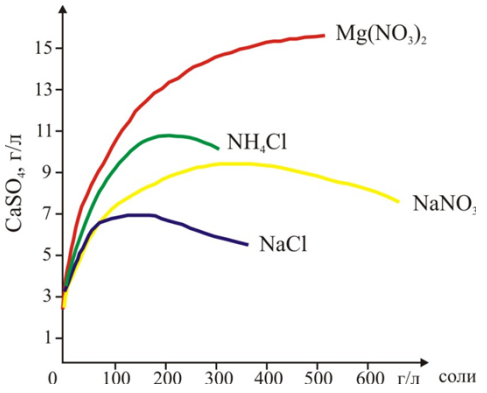


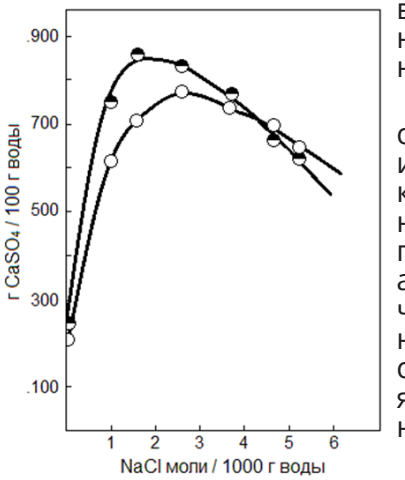

**Рисунок 1.4**

**Растворимость сульфата кальция в водных растворах солей при 25 °С** (*Штернина, 1949а*)

Эта особенность сульфатов кальция также подтверждается экспериментами *E. Bock* (*рис. 1.5*; *Bock, 1961*).



Существенное увеличение растворимости гипсов в районах совместного залегания с солями может влиять на активность как природных, так и техногенных карстовых процессов. Известно, что при разработке месторождений солей возникают мощные техногенные потоки с высоким содержанием хлоридов натрия.




○ – гипс; ◓ – ангидрит

**Рисунок 1.5**

**Экспериментально измененное ионное воздействие *NaCl* на гипс и ангидрит при температуре 25 °С** (*Bock, 1961*)

Растворимость гипса в зависимости от концентрации тех или иных солей показана на рисунке 1.4. Обращает на себя внимание повышение растворимости гипса при наличии соединений азота. Такие соединения в значительных количествах образуются в результате деятельности сельскохозяйственных предприятий, которых особенно много в южной части Пермского края.

В растворах, представляющих смеси различных солей, растворимость гипса подчиняется более сложным закономерностям, которые исследованы в работах *В. П. Зверева* (*1967*), *А. А. Понизовского*, *Я. А. Пачепского* (*1979*) и др.

Изменения температуры и давления не оказывают существенного влияния на растворимость гипса в данном регионе. Колебания температуры подземных и инфильтрационных вод незначительны, за исключением самой верхней части разреза. Давление в зоне активного водообмена существенно не меняется и, следовательно, практически не влияет на растворимость сульфата кальция (*Горбунова, 1977*).

Различные авторы отмечают зависимость растворимости гипса от его структуры и состава (*Скворцов, 1955; Соколов, 1962; Родионов, 1958; Christoffersen, Christoffersen, 1976*), но, учитывая природную неоднородность гипса, эти данные сложно использовать для оценки влияния данного фактора для каждого конкретного случая.

Перечисленные выше факторы подчеркивают сложности, с которыми приходится сталкиваться при изучении растворения пород. Вполне объективную информацию можно получить при проведении экспериментов по растворению

в натурных условиях. В этом случае нет необходимости воспроизведения в лаборатории всего разнообразия внешних условий и их сезонных изменений. Приведем для примера эксперимент по изучению растворимости гипса и ангидрита в условиях Кунгурской Ледяной пещеры.

С целью изучения процесса растворения пород карстовыми водами, близкими к насыщению их сульфатом кальция, был проведен натурный эксперимент (*Горбунова и др., 1986; 1993*). Образцы гипсоангидритовых пород иренского горизонта кунгурского яруса размером около 5 × 5 × 1,5 см были подвешены на капроновой леске в озере грота Длинный на глубине 0,5–0,7 м. Минеральный состав образцов определялся рентгенометрически (*рис. 1.6*).

Эксперимент продолжался более 10 лет. За время наблюдения вес всех образцов уменьшился на 27,49–50,95% (*рис. 1.6*). Растворение происходило в сульфатно-карбонатной воде, минерализация которой изменялась от 2,0 до 2,7 г/дм$^3$, содержание сульфатного иона – от 1,3 до 1,7 г/дм$^3$. С повышением минерализации на поверхности озера появлялись кальцитовые образования в виде пятен или сплошной пленки, включающие редкие кристаллы гипса. Температура воды составляла от 3,0 до 4,4 °С при температуре воздуха от 2,9 до 4,4 °С.

По данным режимных наблюдений в пещере выделяются периоды весеннего подъема уровня воды, вызванного половодьем на р. Сылве во время снеготаяния, и осенних паводков, связанных с инфильтрацией летних и осенних осадков в массив. Весенним периодам соответствует снижение минерализации и содержания сульфат-ионов в результате смешения с менее минерализованными речными водами, зимним – некоторое повышение минерализации благодаря подтоку трещинно-карстовых вод из глубинных частей массива. В начальный период, равный 2,3 года, вес всех образцов уменьшился на 9–13% (*рис. 1.6*). Поверхность образцов гипса (II) при высыхании покрылась мучнистым налетом. Ангидрит с гипсом (I) был осложнен микрокаррами. На образцах ангидрита с доломитом (III, IV) отмечены каверны глубиной 2–5 мм и 1–3 см в поперечнике, более крупные – на образце IV.

В последующие периоды рельеф поверхности образцов становился контрастнее. В условиях низких температур относительная скорость растворения ангидрита с доломитом (III и IV) в сульфатных водах в 1,7–2,4 раза больше, чем гипса (II). Процессы растворения гипса и ангидрита носят сезонный характер и контролируются изменением величины дефицита насыщения воды сульфатом кальция.



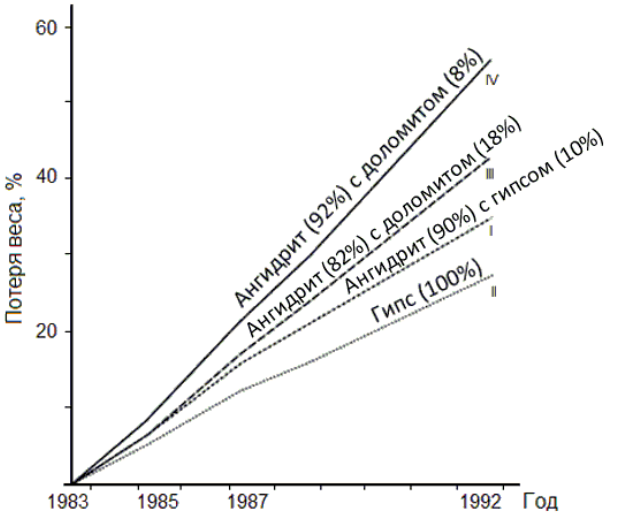



**Рисунок 1.6** **Потеря веса образцов (в %) за период наблюдений I, II, III, IV – номера образцов (*Горбунова и др., 1986; 1993*)**

Проведенные исследования показали, что процесс растворения гипса и ангидрита имеет сложные закономерности. Относительная скорость растворения меняется со временем в зависимости от многих факторов, в частности, от характера взаимодействия породы с водой, состава и минерализации последней, минерального состава породы, температурного режима. Результаты эксперимента позволяют сделать вывод, что процессы растворения в известной степени активно протекают в условиях, близких к насыщению вод сульфатом кальция (*Горбунова и др., 1986; 1993*).

# Глава 2

# Условия развития сульфатного карста Пермского края

Фото М. Максимовича

## 2.1 Физико-географические условия



Карстующиеся породы: известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменная соль – занимают значительную часть Пермского края. Район распространения сульфатного карста пересекает широкой полосой почти всю территорию края в субмеридиональном направлении. Длина полосы составляет около 600 км, ширина – до 117 км, вследствие чего на условия развития карста оказывает влияние разнообразие природно-климатических факторов.

Пермский край расположен на стыке двух крупнейших геологических систем: Восточно-Европейской платформы и Уральской герцинской складчатой области. Платформа к востоку сменяется зоной Предуральского краевого прогиба, переходящего в Западно-Уральскую зону складчатости и далее – в Центрально-Уральское поднятие (*Инженерная геология ..., 1978*).

На Восточно-Европейской платформе и в Предуральском прогибе преобладает равнинный и низменный рельеф. Восточная часть края находится на западном склоне Уральской горной страны. Здесь возвышаются холмы и увалы западного склона Урала, средневысокие горы Северного Урала и низкие горы Среднего Урала. К пониженной центральной части Пермского края приурочена долина р. Камы, являющейся западной границей развития карста.

Район распространения сульфатного карста приурочен к Предуральскому краевому прогибу, заходит на крайнюю восточную часть Восточно-Европейской платформы и крайнюю западную часть Уральской складчатой области.

В пределах Предуральского краевого прогиба выделяется три геоморфологических района: Приуральская депрессия, Приуральская возвышенная всхолмленная равнина, Уфимское плато с Сылвенским кряжем.

Приуральская депрессия играет важную роль в морфологии речной сети. Наличие обширной низменной равнины со слабым дренажем сформировало здесь благоприятные условия для избыточного увлажнения и сильного заболачивания.

Рельеф Приуральской равнины отличается довольно сильной всхолмленностью, причем размеры и ориентировка холмов весьма разнообразны. Главную роль в формировании рельефа сыграла речная эрозия. В пределах равнины широко развиты карстовые формы рельефа, в частности, воронки, некоторые из которых заполнены водой и превратились в озера.

Рельеф Уфимского плато выровненный и местами всхолмленный. Эрозионное расчленение его хотя и глубокое, но редкое; местами это связано с карстовым процессом. Северный участок Уфимского плато, ориентированный вдоль долины р. Сылвы, называется Сылвенским кряжем. Высоты на Уфимском плато обычно составляют 300–350 м. В северном направлении высоты снижаются и на большинстве участков Сылвенского кряжа не превышают 280–300 м.

В пределах районов развития сульфатного карста преобладает равнинный и низменный рельеф, значительно изрезанный долинами больших и малых рек, ручьев, оврагов; распространение имеют сглаженные формы рельефа. Коренные склоны крупных рек, таких как Чусовой, Сылвы и других, нередко имеют крутые обрывистые склоны, в особенности на участках выходов на поверхность карстующихся пород. Прослеживается общее повышение отметок поверхности с запада на восток, вплоть до западных склонов Уральских гор.

Территория Пермского края отличается большим разнообразием форм рельефа, обязанных своим происхождением действию трех основных факторов: эрозии, карста и новейших тектонических движений. Карст является значительным рельефообразующим фактором. Примером являются депрессии вдоль склонов Уфимского плато, сформировавшиеся в результате полного уничтожения гипсовых пачек.

Характер рельефа, и, прежде всего, крутизна поверхности, расчлененность ее овражно-балочной сетью, элементы микрорельефа существенно влияют на распределение поверхностного стока и инфильтрацию, оказывая тем самым влияние на развитие карста как в зоне аэрации, так и в более глубоких горизонтах. Формирование современного рельефа, в том числе под воздействием кастовых процессов, продолжается в настоящее время (*Яковенко, 1969*).

***Климат*** районов распространения сульфатного карста относится к континентальному умеренному типу и формируется, главным образом, под влиянием юго-западных и западных воздушных потоков, приходящих из Атлантики. Значительное влияние на региональный климат оказывают расположенные восточнее Уральские горы, которые задерживают влажные массы воздуха, обусловливая повышенное количество осадков. В меньшей степени на местном климате сказываются воздушные потоки, прорывающиеся с востока, из Сибири, через пониженную часть Уральских гор, а также потоки, приходящие с севера и приносящие сильные морозы.

В целом климат характеризуется продолжительной холодной зимой и коротким умеренно-теплым летом. Роль отдельных элементов климата в карстообразовании различна. Наиболее важными являются температура, атмосферные осадки, снежный покров. Они нередко имеют определяющее значение, например, в периодичности возникновения карстовых провалов (*Яковенко, 1969*). Атмосферные осадки и температура воздуха в значительной мере влияют на формирование природных вод, их состава, водного режима. В силу значительной протяженности рассматриваемого района с севера на юг среднемноголетние значения климатических показателей несколько различаются.



Температурный режим влияет на продолжительность залегания снежного покрова, времени наступления оттепели, промерзание почвы. Все это определяет условия просачивания влаги и оказывает воздействие на развитие карста. Кроме того, температура воздуха определяет характеристики выпадающих осадков.

Одним из важнейших температурных показателей является среднегодовая температура, невысокие ее значения способствуют медленному таянию снега и обусловливают низкую испаряемость, увеличивая таким образом инфильтрацию вод (*Яковенко, 1969*). Для территории Пермского края характерны положительные среднегодовые температуры. С северо-востока на юго-запад края отмечается повышение показателей температурного режима.

Среднегодовые температуры в пределах исследуемой территории изменяются от 0,1 до 2,8 ℃, исключением является небольшой участок в предгорьях Северного Урала, где среднегодовая температура составляет минус 0,7 ℃ (метеостанция Вая).

Самым холодным месяцем в году является январь со среднемесячной температурой минус 14 – минус 18 ℃ (*рис. 2.1*). Абсолютный минимум температур изменяется от минус 42,6 ℃ в центральной части исследуемой территории (метеостанция Губаха) до минус 52,3 ℃ на северной и южной его окраинах (метеостанции Вая, Октябрьский). Зимой на возвышенностях, склонах и вершинах гор средняя температура января на 1–3 ℃ выше, чем в межгорных долинах.

Наиболее теплым месяцем в году является июль, среднемесячная температура которого колеблется от 14 до 18 ℃ (*рис. 2.1*). Абсолютный максимум температур колеблется от 34,1 (метеостанция Губаха) до 37,2 ℃ (метеостанция Кунгур).

Климатическая зима (период со среднесуточной температурой воздуха ниже 0 ℃) продолжается в среднем от 164 (метеостанция Кунгур) до 184 дней (метеостанция Вая).

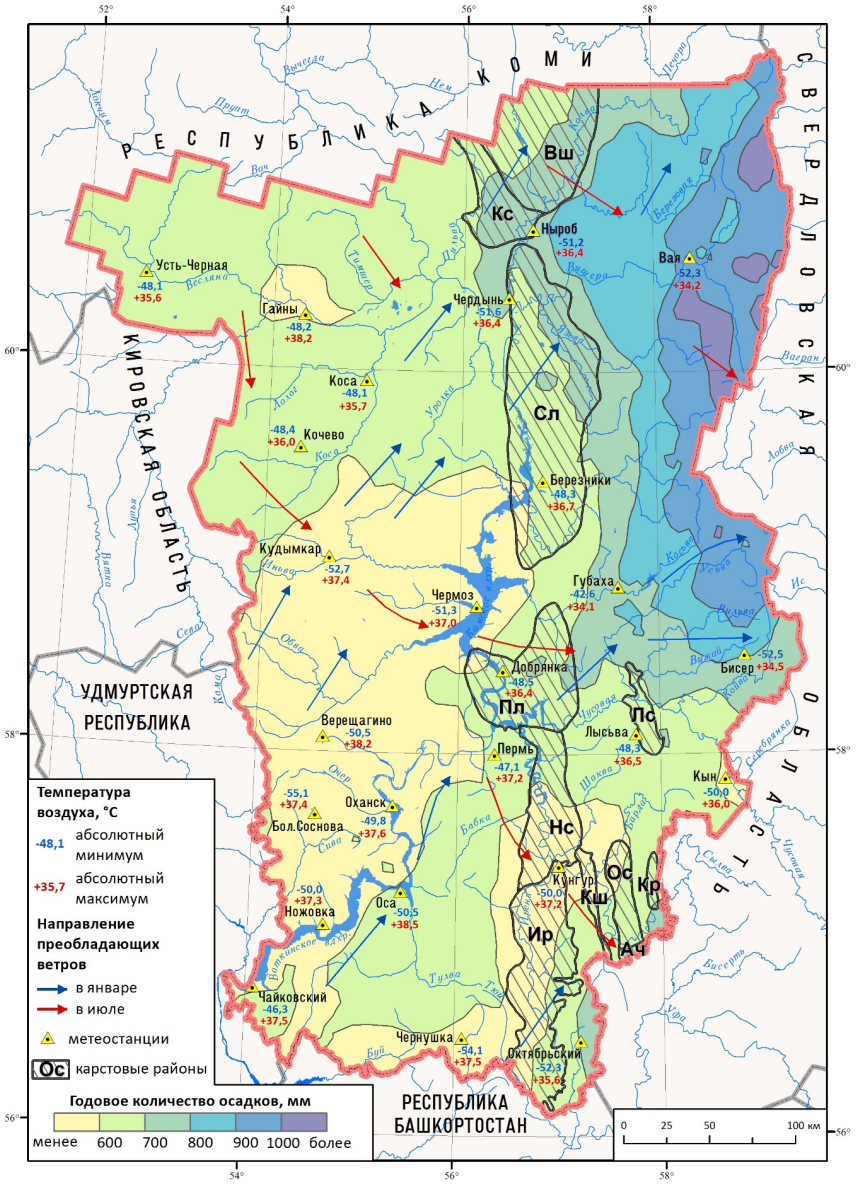



**Рисунок 2.1** **Распределение средних температур, ветров, осадков в районах развития сульфатного карста Пермского края** (*Горбунова и др., 1992; Максимович, Пьянков ..., 2018*)

*Прим.*: **Районы сульфатного карста: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишерский, Сл – Соликамский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Нс – Нижнесылвинский, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский**



Весенние заморозки в среднем заканчиваются в конце мая – начале июня, но в северной части, отличающейся более суровым климатом, могут наблюдаться вплоть до конца июня. Первые осенние заморозки начинаются в среднем в самом конце августа – середине сентября, в северной части могут начаться уже в первых числах августа. Продолжительность безморозного периода составляет в среднем 82–111 дней (*ТСН 23-301-04/8*).

***Режим атмосферных осадков***. Осадки распределяются по территории карстовых районов Пермского края весьма неравномерно. Влияние барьерного эффекта Уральских гор на характер увлажнения наиболее выражено на его северо-восточной окраине территории исследования, где на западных (наветренных) склонах среднегодовое количество осадков составляет 900–1000 мм, редко – более 1000 мм. По мере продвижения с северо-востока на юго-запад количество осадков уменьшается до 600 мм и менее.

Для развития карста важно не только годовое количество осадков, но и их распределение в течение года. В пределах рассматриваемой территории большая часть годовой суммы осадков выпадет в теплое время года (апрель – октябрь), составляя около 400–650 мм. Сумма осадков холодного периода (ноябрь – март) равна в среднем 150–350 мм. Максимальное количество осадков (более 600 мм в теплый период и более 300 мм – в холодный) выпадает на западных наветренных склонах хребтов Северного Урала (*рис. 2.1*). В годовом ходе осадков минимум обычно приходится на февраль – март (17–53 мм/мес.). Резкое увеличение осадков происходит в апреле – июне, и в июле – августе прослеживаются максимальные в году величины осадков (71–99 мм) (*ТСН 23-301-04/8*). Осенью количество осадков, как правило, уменьшается, но несущественно. Заметно меньше осадков становится начиная с ноября. Анализ годового распределения осадков показывает, что летом и весной, в сезоны выпадения наибольшего количества осадков, формируются наиболее благоприятные условия для развития карстовых процессов. Растворяющая способность осадков увеличивается при повышении их температуры. Суточный максимум осадков по данным многолетних наблюдений изменяется от 53 (метеостанция Березники) до 114 мм (метеостанция Добрянка).

Общая сумма осадков, выпадающих за год, расходуется на поверхностный, склоновый стоки, испарение и инфильтрацию. Величина годового испарения равна 320–340 мм (*Формирование подземного ..., 1969; Ефимова, Зубенюк, 1966*). В области распространения сульфатного карста инфильтрация и инфлюация превышают склоновый сток. Большая часть

атмосферных осадков идет на восстановление ресурсов подземных вод. Коэффициент подземного стока, выраженный в процентах от годовой суммы осадков, здесь составляет 20–22% (*Карты подземного ..., 1964; Формирование подземного ..., 1969*).

***Снежный покров***, обладая высокой отражательной способностью, малой тепло- и газопроводностью, оказывает существенное влияние на весь комплекс природных условий зимнего времени в умеренном поясе.

Роль снежного покрова в процессах карстоообразования состоит в том, что образующиеся в весенний период талые воды непосредственно участвуют в растворении сульфатных пород и, обладая малой теплопроводностью, предохраняют почву от промерзания, увеличивая ее инфильтрационную способность. Период снеготаяния является наиболее благоприятным для развития карста (*Яковенко, 1969*).

Высота и продолжительность залегания снежного покрова оказывают влияние на промерзаемость почвы, особенности накопления влаги и характер погодных условий, от которых, в свою очередь, зависит интенсивность карстообразования. За зиму в снежном покрове накапливается большое количество воды. Талые воды являются основным источником питания поверхностных и подземных вод. На активизацию карстовых процессов большое влияние оказывает химический состав содержащейся в снеге влаги, обусловливающий степень агрессивности талых снеговых вод.

В пределах районов сульфатного карста устойчивый снежный покров, как одна из форм накопления воды на поверхности земли, формируется обычно ближе к середине октября, его разрушение происходит во второй половине апреля – начале мая. В отдельные годы снег может появиться уже в сентябре. Наиболее поздние сроки разрушения снежного покрова датируются 7–18 мая. Продолжительность залегания снега по данным многолетних наблюдений составляет в среднем 160–200 дней. На отдельных небольших участках снег может задерживаться более 200 дней и сходить ранее, чем за 160 дней (*рис. 2.2*).

Максимальная высота снежного покрова формируется к концу зимы – началу весны (обычно в марте). Для рассматриваемой территории, как и для территории всего Пермского края, характерно увеличение высоты снежного покрова и запаса воды в нем в направлении с юго-запада на северо-восток (*рис. 2.2*).

Высота снежного покрова здесь изменяется в среднем от 60 до 100 мм, увеличиваясь на западных склонах Северного



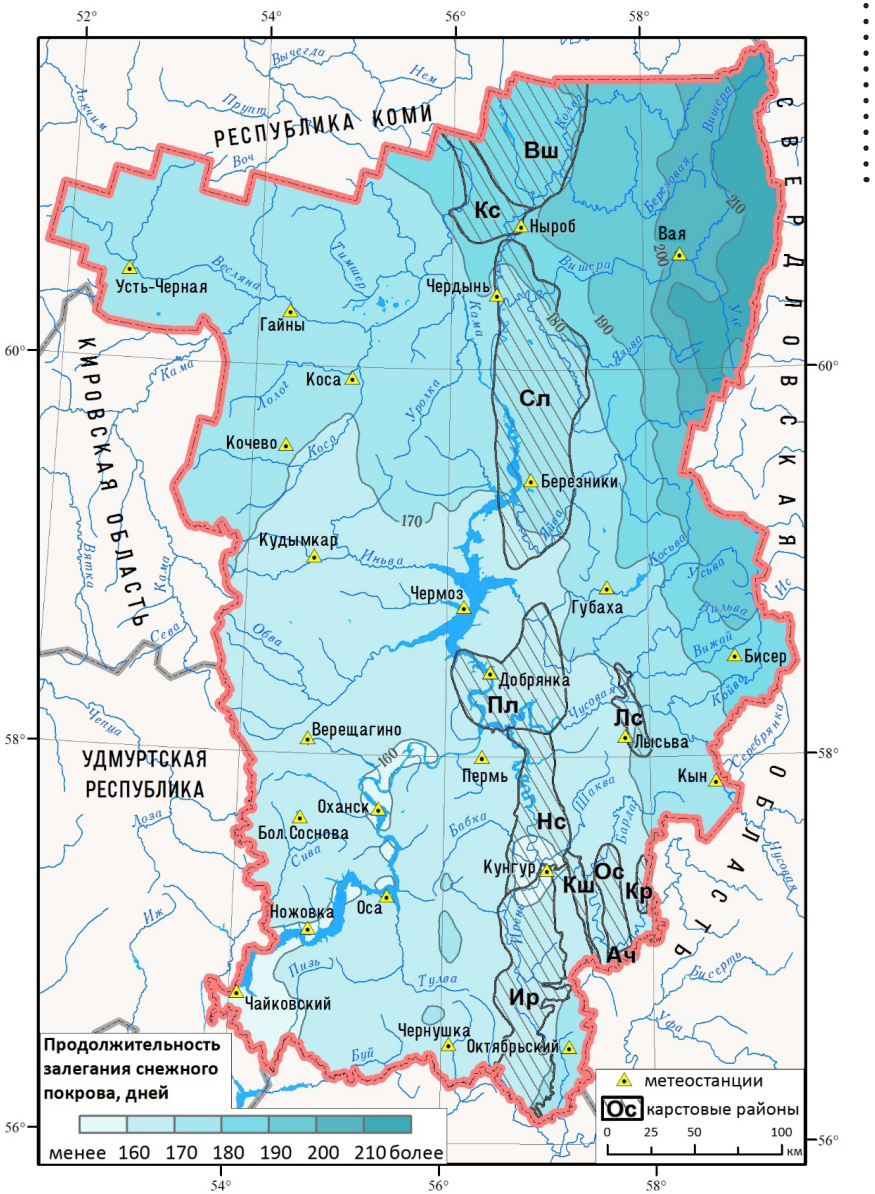



**Рисунок 2.2** **Средняя продолжительность залегания снежного покрова в районах развития сульфатного карста Пермского края**
(*Горбунова и др., 1992; Максимович, Пьянков ..., 2018*)

*Прим.*: **Районы сульфатного карста: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишерский, Сл – Соликамский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Нс – Нижнесылвинский, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский**

Урала до 120 мм и более. В малоснежные зимы высота снежного покрова составляет 35–57 мм (*ТСН 23-301-04/8*).

Максимальный запас воды в снежном покрове формируется к концу марта, его средняя величина изменяется в пределах 171–268 мм. В отдельные многоснежные зимы запасы воды могут превышать 400 мм (*Научно-прикладной ..., 1990*). Наибольшие запасы воды, сосредоточенные в снежном покрове, отмечаются в лесах севера исследуемой территории, растущих на наветренных склонах.

***Ветровой режим***. Влияние ветра на карстовые процессы косвенно и заметно меньше, чем осадков и температуры. Основная роль ветра сводится к перераспределению снега. Обычно ветер перемещает его на подветренные склоны и в понижения рельефа, в том числе в карстовые воронки, где скапливаются большие запасы снега, при таянии которого карстовые процессы интенсифицируются. Снег в воронках сохраняется значительно дольше, чем на окружающей поверхности земли (*рис. 2.3*).

**Рисунок 2.3** **Накопление снега в карстовых воронках:**
*а* **– в районе пос. Полазна 22.04.2020 г.;**
*б* **– в д. Лукино 07.05.2020 г. (фото** *Н. Максимовича*)

На описываемой территории преобладающими ветрами являются южные и юго-западные. В теплый период чаще наблюдаются северный, северо-западный, западный перенос, в холодное – юго-западный и западный.

Таким образом, в Пермском крае выпадает достаточно большое количество осадков, что способствует развитию карста. В то же время значительная продолжительность периода с отрицательными температурами, в который практически отсутствует инфильтрация, а также достаточно большие снегозапасы и интенсивное снеготаяние весной создают существенную неравномерность активности карстовых процессов в течение года.



***Поверхностные воды.*** По обеспеченности водными ресурсами Пермский край занимает первое место на Урале. Широко развитая гидрологическая сеть представлена всеми основными типами внутренних водных объектов: реками, водохранилищами, прудами, озерами, болотами. Среднемноголетние ресурсы поверхностного стока составляют более 57 км$^3$/год (1,3% объема речного стока России). Густота речной сети колеблется в широком диапазоне: от 0,8 – 1,0 км/км$^2$ на севере края до 0,2–0,3 км/км$^2$ в южных районах, составляя в среднем 0,5–0,6 км/км$^2$. Характер питания поверхностных водных объектов, преимущественно, снегового типа с четко выраженным весенним половодьем, летне-осенними дождевыми паводками и устойчивой зимней меженью. Грунтовым питанием формируется в среднем 25–35% годового стока (*Ресурсы поверхностных ..., 1967*).

Основные сведения о реках, протекающих по районам развития сульфатного карста, приведены в таблице 2.1, все они относятся к бассейну Камского водохранилища. Его наполнение началось в 1954 г., а весной 1956 г. уровень воды был доведен до проектной отметки 108,0 м. С 1961 г. отметка нормального подпорного уровня (НПУ) повысилась по экономическим соображениям до 108,5 м. Площадь зеркала при НПУ – 1915 км$^2$, объем водной массы – 12,2 км$^3$, максимальная глубина – 32 м. В процессе зимней эксплуатационной сработки уровень Камского водохранилища понижается на 7–8 м.

**Таблица 2.1** **Реки длиной не менее 200 км в районах развития сульфатного карста** (*Научно-прикладной ..., 2015*)

| Река | Место впадения | Длина реки, *км* | Площадь бассейна, *км$^2$* | Густота речной сети, *км/км$^2$* |
|---|---|---|---|---|
| **Пильва** | **Кама** | 214 | 2020 | 0,65 |
| **Вишера** | **Камское вдхр. (Вишерский залив)** | 415 | 31 200 | 0,64 |
| **Колва** | **Вишера** | 460 | 13 500 | 0,72 |
| **Язьва** | **Вишера** | 162 | 5900 | 0,66 |
| **Глухая Вильва** | **Язьва** | 234 | 1740 | 0,81 |
| **Яйва** | **Камское вдхр.** | 304 | 6250 | 0,63 |
| **Косьва (Большая Косьва)** | **Камское вдхр. (Косьвинский залив)** | 283 | 6300 | 0,58 |
| **Чусовая** | **Камское вдхр.** | 592 | 23 000 | 0,69 |
| **Сылва** | **Камское вдхр.** | 493 | 19 700 | 0,55 |

| Река | Место впадения | Длина реки, *км* | Площадь бассейна, *км²* | Густота речной сети, *км/км²* |
|---|---|---|---|---|
| Барда | Сылва | 209 | 1970 | 0,79 |
| Ирень | Сылва | 214 | 6110 | 0,45 |

Камскому водохранилищу свойственны сложная морфология: значительная изрезанность береговой линии, резкое чередование расширений и сужений, резкие изменения глубин, что обусловливает определенные различия в гидрологическом режиме его отдельных участков. Длина водохранилища по судовому ходу составляет 300 км.

На берегах Камского плеса на участке Добрянка – КамГЭС, Чусовского и Сылвинского плесов отмечаются многочисленные выходы гипсов и ангидритов. Их растворение влияет на химический состав воды. Некоторое увеличение минерализации воды отмечается в узкой прибрежной полосе в районе пос. Полазна, что вызвано растворением сульфатных пород. В приплотинной части водоема величина минерализации всегда выше, чем в районе Хохловки, Полазны или Добрянки (70–450 мг/дм$^3$), что вызвано смешением камских вод с более минерализованными чусовскими (*Двинских, Китаев, 2008*).

Воды Чусовского плеса имеют минерализацию 100–400 мг/дм$^3$ до слияния с Сылвенским плесом, которая увеличивается, достигая 500–600 мг/дм$^3$, ниже слияния. Воды Сылвинского плеса более минерализованы (до 1000 мг/дм$^3$).

Влияние карста отчетливее прослеживается на небольших реках, отражаясь на химическом составе и расходах рек. Для них характерно поглощение части или всего стока с повторным появлением ниже по течению. Характерными формами в районах развития карста являются суходолы.

Химический состав вод рек в зонах распространения гипсов характеризуется существенным увеличением сульфатов кальция.

Минерализация карстовых рек превышает среднюю величину минерализации речной воды, которая, по данным *О. А. Алекина*, для бассейна Каспийского моря составляет 267 мг/дм$^3$ (*Горбунова, 1965*).

На рассматриваемой территории расположено большое количество озер, зачастую имеющих карстовое происхождение. С эрозионно-карстовыми низинами связаны самые крупные озера Пермского края: Чусовское (19,4 км$^2$), Нюхти (6,3 км$^2$) и другие. Наиболее глубокое озеро края, Рогалек (61 м), находится в Дурнятской котловине – проточной карстовой депрессии.

С карстовыми депрессиями связаны обширные заболоченные территории на водоразделах рек Камы и Чусовой, Сылвы и Ирени, Колвы и Вишеры.

***Почвы***. Физико-географические условия территорий развития сульфатного карста определили господство подзолистого процесса почвообразования. Значительно меньше распространены дерновый и болотный процессы (*Особо охраняемые ..., 2002*). Разнообразие типов почв обусловлено неоднородностью материнских почвообразующих пород, различием высотных отметок, своеобразием растительности и климатических условий.

В северных районах на сравнительно бедных основаниями покровных суглинках сформировались подзолистые, частично – болотно-подзолистые типы почв. В центральных и южных участках на элювиально-делювиальных глинах и суглинках образовались дерново-подзолистые почвы. В южных районах на известковистых материнских породах сформировались дерново-карбонатные почвы. Особое место занимают почвы Кунгурской островной лесостепи – оподзоленные и выщелоченные черноземы и лесостепные темно-серые, серые и светло-серые оподзоленные почвы. По всей территории исследования в поймах рек развиты аллювиальные дерновые почвы, а на склонах и днищах логов, балок, в поймах мелких рек, на крутых склонах увалов и речных долин находятся смытые и намытые, а также малоразвитые почвы.

Исследуемая территория относится к зоне, характеризующейся наличием сезонной мерзлоты, ежегодно возникающей в холодный период года. В период промерзания почвы питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков прекращается, и сток определяется запасами подземных вод.

Особенности почвенного слоя оказывают косвенное воздействие на карстовые процессы, в основном через механизмы инфильтрации и испарения. Маломинерализованная атмосферная влага, проходя через почвенный слой, растворяет содержащиеся в почве соли и выносит их в водоносный горизонт, изменяя химический состав подземных вод. При меньшей мощности лесной подстилки быстрее происходит инфильтрация атмосферных осадков в почвы, а также возрастает величина испарения с поверхности почвы. Увеличение мощности пахотного слоя замедляет процесс инфильтрации атмосферных осадков и талых вод и увеличивает величину испарения с поверхности почвы (*Формирование подземного ..., 1969*).

***Растительность*** описываемой территории отличается разнообразием, преобладающим типом являются леса. Практически все районы развития сульфатного карста находятся в зоне средней и южной тайги. Основные породы деревьев средней тайги – ель и пихта. В северных районах елово-пихтовые леса распространены крупными сплошными массивами, в надпочвенном покрове преобладают мхи. Такие леса задерживают влагу, инфильтрация и испарение замедленны.

Основу южнотаежных лесов также составляют ель и пихта. По мере продвижения на юг постепенно увеличивается доля лиственных пород, изменяется подлесок, кустарниковый ярус, травянистый покров. Среди древесных насаждений достаточно большую долю занимают мелколиственные березово-осиновые леса, как первичного, так и вторичного происхождения; появляются деревья широколиственных пород (липы, вязы и клен). Южнее широты г. Березники моховой покров вытесняется травянистой растительностью. Южнотаежные леса также сдерживают инфильтрацию влаги и испарение, но в меньшей степени, чем среднетаежные (*Овеснов, 1997*).

Особое положение занимает район островной Кунгурской лесостепи (междуречье Сылвы и Ирени; *рис. 2.4*). Район сильно окультурен, небольшие островки лесов сохранились в основном по холмам, степные участки встречаются как на водоразделах, так и на склонах. Для высоких коренных берегов рек характерны обнажения гипсов, чередующиеся с задернованными участками, покрытыми луговой и лесной растительностью (*Особо охраняемые ..., 2002*).

**Рисунок 2.4** **Долина р. Сылвы в районе с. Каширино (фото *Н. Максимовича*)**



В настоящее время вследствие вырубок значительные площади покрыты вторичными березняками и смешанными лесами.

На участках развития растворимых сульфатных пород при избыточном увлажнении и отсутствии древесной и травянистой растительности, сдерживающей инфильтрацию и испарение, создаются благоприятные условия для развития карстовых процессов.

***Ландшафты***. Ландшафтные переходы в Пермском крае наиболее выражены при движении с севера на юг. В пределах исследуемой территории выделяются три ландшафтные единицы, обусловленные в первую очередь распространением растительности. Северная часть территории (примерно до широты г. Соликамска) представлена среднетаежными ландшафтами; южнее располагаются типичные южнотаежные (примерно до широты г. Кунгура), которые постепенно замещаются подтаежными (широколиственно-хвойными). Уникальным явлением для описываемой территории, и Пермского края в целом, является наличие ландшафтов лесостепного типа, получившего название «Кунгурская лесостепь» (*Атлас Пермского ..., 2012; Особо охраняемые ..., 2002*).

Влияние карстовых процессов первоначально выражается в изменении микрорельефа местности. По мере своего развития карстовые ландшафты могут все более обособляться. Важное значение имеют условия карстоообразования: карстующиеся горные породы выходят на поверхность (голый карст), или покрыты почвенно-дерновым слоем (задернованный карст), или перекрыты некарстующимися породами (погребенный карст). Наибольшее влияние на ландшафты обычно связано с голым карстом, минимальное – с погребенным. В той или иной степени карст оказывает влияние на все элементы ландшафта и рассматривается как система сложных процессов:

- геохимический и биохимический процессы миграции химических элементов в системе порода-вода;
- геологический процесс выщелачивания породы, изменения ее состава, структуры, текстуры, образования новых минералов, осадков, осадочных пород и полезных ископаемых;
- гидрогеологический процесс формирования коллекторов и химического состава подземных вод;
- геоморфологический процесс образования поверхностных и подземных форм рельефа;
- физико-географический процесс формирования особого типа ландшафта;

- инженерно-геологический процесс, приводящий к изменению прочностных свойств и устойчивости территорий, возрастанию степени агрессивности подземных вод по отношению к основаниям сооружений (*Горбунова и др., 1992; Горбунова, 1985*).

На участках выходов карстующихся пород получили развитие разнообразные карстовые формы рельефа, в значительной степени определяющие облик ландшафтов.

## 2.2 Тектоника и геологические условия

Территория Пермского края (площадь 160,6 тыс. км$^2$) находится в пределах трех крупных геоструктур: восточной окраины Восточно-Европейской платформы, Предуральского прогиба и складчатого Урала.

Наличие в восточной части региона горного массива – Урала – наложило отпечаток на особенности формирования прилегающей к нему с запада Восточно-Европейской платформы. Ее восточный край оказался вовлеченным в подвижный складчатый пояс, и кристаллический фундамент погрузился здесь на глубину до 6–8 км (обычно 2–3 км). Сформировавшийся в результате Предуральский краевой прогиб постепенно заполняли чередующиеся между собой слои морских осадочных пород и продукты разрушения Уральских гор.

Не менее важный аспект участия Урала в формировании восточной окраины Восточно-Европейской платформы – уральское происхождение рыхлого материала, слагающего толщи осадочного чехла. Многочисленные реки, стекавшие в течение многих десятков и сотен миллионов лет с древних Уральских гор, переносили своими водами огромное количество песчано-глинистого материала на сотни километров в глубь прилегающей с запада равнины.

В платформенной части под четвертичными отложениями залегают преимущественно верхнепермские отложения, представленные песчаниками, мергелями, известняками и конгломератами. Нижнепермские карбонатные и сульфатные отложения выходят на поверхность в пределах Косьвинско-Чусовской седловины, Бымско-Кунгурской впадины, Башкирского свода и Ксенофонтово-Колвинской седловины (север края).

В Соликамской впадине Предуральского прогиба развита мощная галогенная толща (каменная соль, сильвинит, карналлит, гипс, ангидрит, доломит), перекрытая нижнепермскими (уфимский ярус) мергелями, плитчатыми известняками, глинами. В южной и восточной частях прогиба распространены нижнепермские (кунгурский ярус) песчаники, мергели с линзами известняков и конгломератов, аргиллиты, алевролиты с линзами гипса, ангидрита и каменной соли.



Складчатый Урал сложен дислоцированными терригенными и карбонатными породами от древнейших протерозойских до нижнепермских, осложненных меридионально вытянутыми надвигами и другими разрывными нарушениями. Разнообразие геологических обстановок, а также развитие карстовых процессов определяет сложность гидрогеологических и инженерно-геологических условий, которые влияют на течение техногенных и природно-техногенных процессов.

На значительной части территории Пермского края (47,5 тыс. км$^2$) выходят на поверхность или залегают неглубоко от нее карстующиеся породы: известняки, доломитизированные известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, соли. В них широко распространен современный и древний карст.

Для Пермского края характерно меридиональное зональное строение. С запада на восток восточная часть Восточно-Европейской платформы сменяется Предуральским прогибом и затем геосинклинально-складчатой областью герцинского складчатого Урала. Восточная окраина платформы, где развит карст, осложнена крупными структурами: Тиманским кряжем, Пермским сводом, Бымско-Кунгурской впадиной и северным окончанием Башкирского свода, в пределах которых выявлены мелкие структуры. Тиманский кряж и Пермский свод продолжаются в Предуральском прогибе поперечными структурами: Ксенофонтово-Колвинской и Косьвинско-Чусовской седловинами, которые разделяют прогиб на Верхне-Печорскую впадину, Соликамскую и Юрюзано-Сылвинскую депрессии.

Герцинский складчатый Урал включает Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и Центрально-Уральское поднятие.

***Геологическое строение.*** На фундаменте в пределах Пермского края залегают отложения палеозоя и протерозоя. В верхнем протерозое (рифей, венд) наряду с песчаниками, аргиллитами, конгломератами присутствуют доломиты, известняки, мергели и вулканические породы (*рис. 2.5*).

Силурийская система (нижний отдел, колчимская свита) распространена в западных складках Урала. Она сложена доломитами, доломитизированными известняками, в ее основании залегает пачка терригенных пород. Верхний отдел силура (язьвинская свита) развит в крайних западных

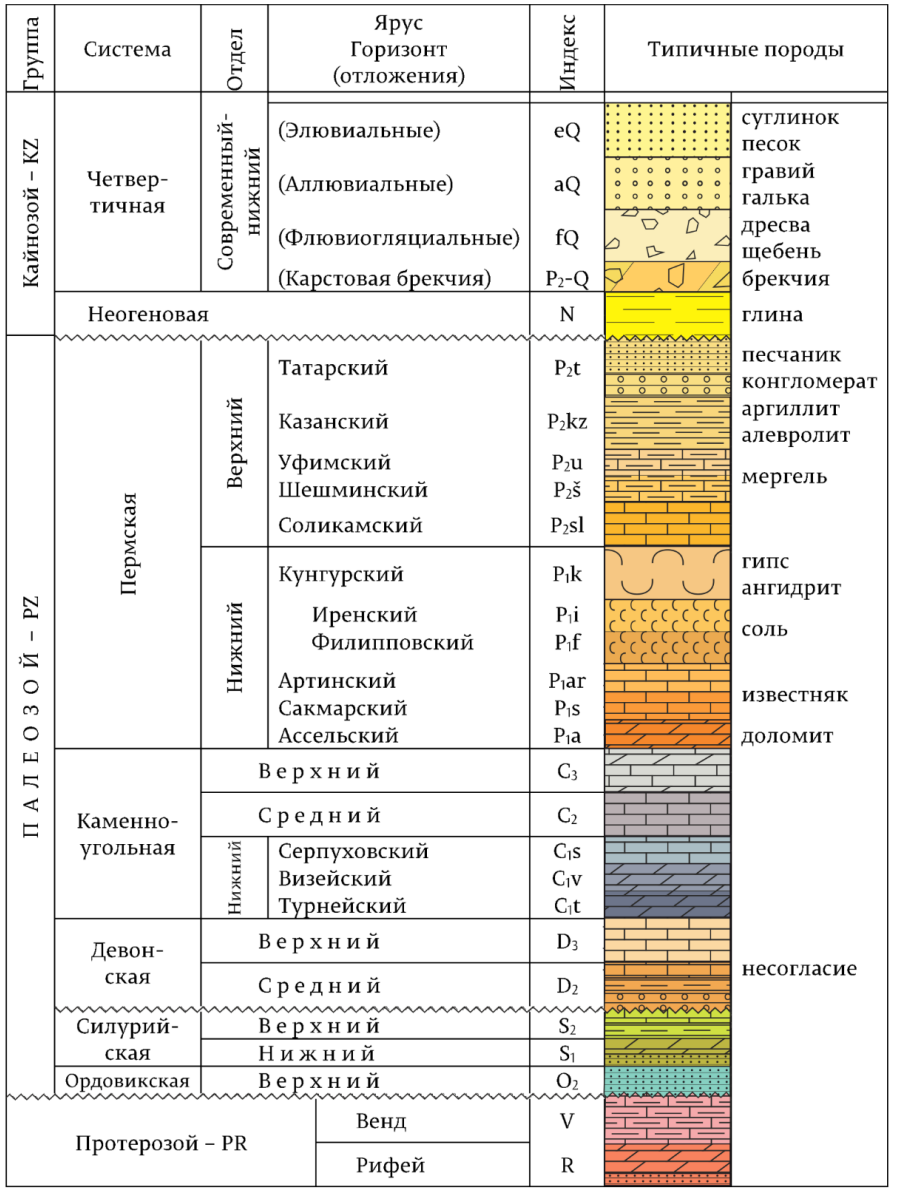



**Рисунок 2.5** **Положение карстующихся и контактирующих с ними пород в стратиграфическом разрезе (по *Горбуновой и др., 1992*)**

складках Урала. Он представлен известняками, мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Девонская система включает средний и верхний отделы. В составе эйфельского и живетского ярусов среднего девона обнаружены как терригенные, так и карбонатные породы. Франский и фаменский ярусы верхнего девона, за исключением нижнефранского подъяруса, сложены преимущественно карбонатными породами.

Каменноугольная система выходит на поверхность в Ксенофонтово-Колвинской седловине у с. Ксенофонтова и складчатой зоне. В основном она состоит из карбонатных пород мощностью от 250 до 1200 м, причем подчиненную роль играют терригенные.

Пермская система распространена преимущественно в платформенной части и прогибе. В составе ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми преобладают известняки и доломиты. На границе с прогибом развиты артинские рифовые массивы. В артинском ярусе присутствуют ангидриты. В прогибе верхняя часть яруса представлена дивьинской свитой глин, алевролитов, мергелей, глинистых известняков, которая восточнее сменяется более грубообломочной урминской свитой.

Кунгурский ярус развит в восточной части платформы и прогибе. В нем выделяют филипповский и иренский горизонты. Филипповский горизонт представлен тремя свитами: филипповской (карбонатной), карнауховской (карбонатно-сульфатной) и лекской (сульфатно-обломочной). Иренский горизонт состоит из иренской, поповской, кошелевской и березниковской свит.

Нижний соликамский горизонт уфимского яруса сложен известняками, мергелями, доломитами с прослоями ангидрита, гипса, каменной соли. В верхней части содержатся песчаники, алевролиты и глины. Выше залегает шешминский горизонт (песчаники, аргиллиты, алевролиты с прожилками гипса, прослоями известняка и мергелей).

Четвертичная система состоит из элювиальных, делювиальных, аллювиальных, озерных, болотных, флювиогляциальных и гляциальных глин, суглинков, песков, галечников, торфяных отложений. Ледник днепровского оледенения покрывал только северную часть края.

Таким образом, карбонатные породы появляются в разрезах верхнего протерозоя. Наибольшего развития они достигают в каменноугольной системе. Сульфатопроявления отмечены в артинском ярусе, но преобладают в кунгурском. Соли типичны также для кунгурского яруса (*Горбунова и др., 1992*).

## 2.3 Гидрогеологические условия

По гидрогеологическому районированию западная территория Пермского края относится к Восточно-Русскому и Предуральскому сложным бассейнам пластовых вод; восточная часть (горный Урал) – к Большеуральскому сложному бассейну корово-блоковых (пластово-блоковых) и пластовых вод (*Минерально-сырьевые ..., 2006*).

Основное распространение карстующихся пород приурочено к Предуральскому и Большеуральскому бассейнам. Сульфатный карст связан с водоносным горизонтом пермских отложений.

***Водоносный комплекс отложений шешминской свиты***. Шешминская свита представлена песчаниками, алевролитами и глинами. Ее характерной чертой является загипсованность; гипс встречается в цементе и в виде прожилков или отдельных кристаллов в песчаниках, глинах, алевролитах.

Химический состав подземных вод шешминского комплекса в зоне активного водообмена гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый с минерализацией 0,1–0,5 г/дм$^3$, которая возрастает с глубиной, что ведет к переходу к сульфатному составу. Ниже эрозионного вреза загипсованные породы не промыты, и воды в них напорные с высокой минерализацией, сульфатно-кальциевого и хлоридно-натриевого состава.

При техногенном изменении фильтрационного режима, например, в основании Камской ГЭС наблюдались признаки растворения загипсованных пород шешминской свиты.

На крыльях Яринского поднятия отмечается зона с возрастанием количества сульфатов. Подток минерализованных сульфатных и хлоридных вод из нижележащих горизонтов по трещинным зонам валов происходит и в Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей.

***Водоносный горизонт отложений соликамской свиты*** сложен толщей мергелей, известняков, песчаников с прослоями глин, алевролитов; встречаются прослои гипса и ангидрита. Соликамские отложения обводнены очень неравномерно. Наличие безводных участков установлено в районах, где соликамские отложения имеют небольшую мощность и подстилаются сильно закарстованной гипсоангидритовой толщей иренской свиты, которая полностью дренирует вышележащие породы.

Неравномерная трещиноватость пород обеспечила неодинаковую обводненность комплекса. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 50 л/с, реже до 270 л/с.



Химический состав вод разнообразен: гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный. Сульфатные воды с минерализацией от 0,4 до 3,0 г/дм$^3$ более характерны для нижней менее промытой глинисто-мергелистой толщи Предуральского прогиба. На платформе они обусловлены выщелачиванием линз гипса. Южнее с. Богородское распространены преимущественно сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией от 1,0 до 3,0 г/дм$^3$, что связано с увеличением роли хемогенных осадков в толще пород.

***Водоносный комплекс отложений иренской свиты***. Иренская свита кунгурского яруса представлена чередованием гипсоангидритовых и карбонатных пачек и выходит на поверхность в крыльях Пермско-Башкирского свода. Иренские гипсы занимают достаточно широкие площади и сильно закарстованы. Гипсоангидритовые и карбонатные породы иренской свиты водоносны только в месте их выхода на поверхность или при очень близком залегании к поверхности. С погружением иренских пород под более молодые отложения в них затухают карстовые процессы и резко уменьшается водоносность.

В районах выходов иренской свиты на поверхность в основном преобладают разобщенные карстовые водотоки с различными пьезометрическими уровнями и спорадической водоносностью. На западном крыле Пермско-Башкирского свода в лунежской водоносной толще карстовые воды имеют единое зеркало и представляют собой зону полного насыщения. На водоразделе рек Бабки и Сылвы и на правобережье р. Сылвы лунежские гипсы не водоносны.

В результате интенсивного карстового разрушения нижней части иренской свиты образуются своеобразные отложения – ольховская карстовая брекчия, она безводна, т. к. воды полностью просачиваются через нее в нижележащие породы.

Карстовые воды иренской свиты характеризуется четко выраженным сульфатно-кальциевым составом, повышенными минерализацией (2,5–3,0 г/дм$^3$) и жесткостью (до 30 мг-экв/дм$^3$), что делает их непригодными для хозяйственно-бытового водоснабжения.

***Водоносный комплекс отложений кунгурского яруса (поповская, кошелевская и лекская свиты)***. В пределах комплекса водоносны песчаники, мергели, известняки, линзы гипса, конгломератов, конгломерато-брекчии. Водоупоры представлены глинами, иногда песчаниками, а также соленосной толщей. Разнообразие литологического состава обусловило наличие трещинно-грунтовых, трещинно-пласто-

вых и трещинно-карстовых вод, их сложную взаимосвязь и химизм.

Водообильность пород неравномерна. Характерный дебит родников из песчаников и мергелей – 0,5–2 л/с, а скважин – 1,0–5,0 л/с.

Химический состав подземных вод отличается большой пестротой. В области выходов комплекса на поверхность наиболее широко развиты гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией 0,1–0,5 г/дм$^3$. Сульфатные воды с минерализацией 1–3 г/дм$^3$ приурочены к линзам гипса и конгломерата. Минерализованные до 300 г/дм$^3$ хлоридные воды связаны с выщелачиванием каменной соли.

***Водоносный горизонт отложений артинско-кунгурского ярусов*** сложен известняками, доломитизированными известняками и доломитами, а в области выходов появляются прослои ангидритов.

В пределах Пермско-Башкирского свода артинско-кунгурский горизонт образует сложный бассейн трещинно-карстовых вод с двусторонним стоком. Подземные воды, заполняя трещины и пустоты, образуют единый водоносный горизонт.

Водообильность пород различна: в местах выхода горизонта на поверхность фоновые дебиты родников – 0,5–1 л/с, скважин – 0,5–2 л/с; в трещиноватых водообильных зонах дебит родников возрастает до 10–20 и даже 500–700 л/с, а скважин – до 10–20 л/с.

В области выхода горизонта на поверхность минерализация карстовых вод достигает 1 г/дм$^3$, состав гидрокарбонатно-кальциевый. С увеличением глубины залегания вод и с погружением водоносных пород под иренские гипсы минерализация повышается до 3 г/дм$^3$ и более, состав меняется на сульфатный и сульфатно-хлоридный, появляется сероводород.

Воды артинского-кунгурского горизонта в месте выхода его на поверхность широко используются для питьевого и технического водоснабжения. С погружением под иренскую гипсоангидритовую толщу воды горизонта приобретают высокую минерализацию, сульфатный, чаще хлоридный состав. Воды с высоким содержанием сероводорода используются как бальнеологические (курорт Бол. Ключи) (*см. раздел 3.7).*

***Водоносный комплекс отложений ассельского–артинского ярусов*** сложен песчаниками, аргиллитами и прослоями и линзами конгломератов, известняков и мергелей при полном отсутствии загипсованности. Водообильность пород неодинаковая. Минерализация подземных вод невысокая (0,15–0,4 г/дм$^3$), по составу гидрокарбонатно-кальциевые, умеренной жесткости (*Гидрогеология СССР, 1972*).



## 2.4 Карстовые явления и формы

На территории Пермского края встречаются все типы карста, выделенные по литологическому составу: карбонатный, соляной, сульфатный и их комбинации (*Горбунова и др., 1992*). Встречаются и сложные типы карста в случае генетической разнородности (коренные породы, элювий, аллювий и др.) покровных отложений (*рис. 2.6*).

Результатом проявления карстового процесса в различных геолого-гидрогеологических и физико-географических условиях являются карстовые формы, которые делятся на поверхностные, подземные и переходные.

Данные о карстовых формах, поверхностных, переходных и подземных, а также о карстовых источниках, приуроченных к районам развития сульфатного карста, представлены в таблице 2.2.

Наибольшую опасность для жизнедеятельности представляют провалы – карстовые воронки с известной датой образования. Они возникают при обрушении кровли полости, формирующейся в рыхлых покровных отложениях в результате выноса грунта по трещинам, каналам в карстующиеся породы, часто встречаются на террасах, где покровные отложения представлены суглинками, глинами, песками, галечниками (*Горбунова и др., 1990*). В Пермском крае 70% явлений, связанных с деформациями земной поверхности и включающих медленные просадки и катастрофические провалы, связаны с сульфатным карстом.

***Динамика карстовых провалов на территории районов преимущественно сульфатного карста Пермского края***. В области распространения сульфатных отложений на территории Пермского края наиболее часто встречающимися формами опасных поверхностных проявлений карстовых процессов являются провалы. Выделяются 11 районов, где присутствуют сульфатные отложения (*Горбунова и др., 1992*). Кунгурская лаборатория-стационар Горного института УрО РАН регистрировала провалы в пределах наиболее заселенных территорий пяти районов: Полазненского, Иренского, Кишертского, Нижнесылвинского и Лысьвенского (*рис. 2.7*).

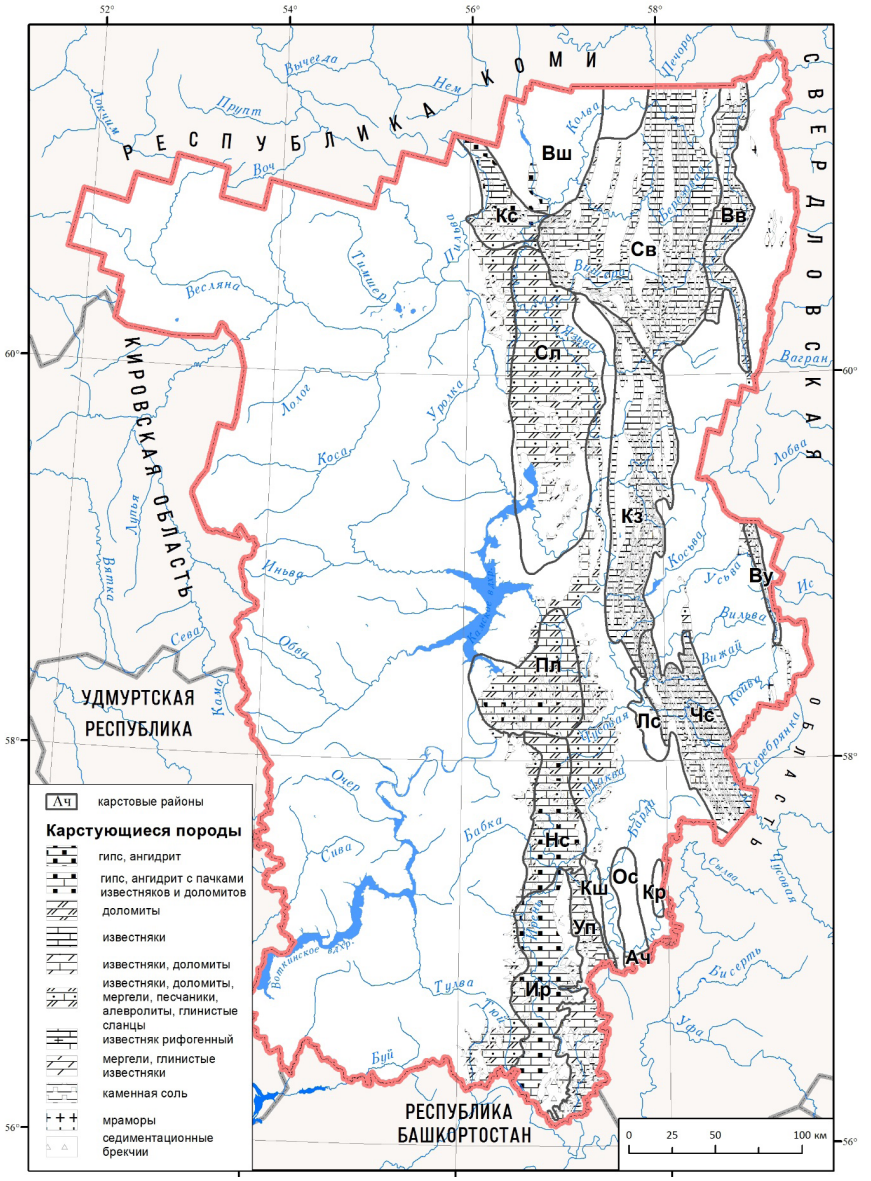



**Рисунок 2.6** Карта карстующихся пород и карста Пермского края (*Атлас Пермского ..., 2012; Горбунова и др., 1992*)

*Прим.*: в некоторых районах карстующиеся породы не имеют сплошного распространения.

*Карстовые районы*: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишерский, Св – Средневишерский, Вв – Верхневишерский, Сл – Соликамский, Кз – Кизеловский, Ву – Верхнеусьвинский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Чс – Чусовской, Нс – Нижнесылвинский, Уп – Уфимского плато, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский



**Таблица 2.2** Основные формы, встречающиеся в районах развития сульфатного карста Пермского края (*Атлас электронных ..., 2000; ТСН 11-301-2004 с дополнениями авторов*)

| Карстовые районы | Карстовые формы | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | поверхностные | | | | | | | | | переходные, подземные | | | | | | |
| | депрессии | мульды оседания | котловины | воронки | провалы | озера | овраги | лога | карры | пещеры | колодцы | поноры | полости | каналы | закарстов. трещины | источники |
| Ксенофонтовский | + | | + | + | + | | + | + | | ? | | + | | + | + | + |
| Вишерский | + | | + | + | | + | + | + | + | | | + | | + | + | + |
| Соликамский | + | + | + | + | + | + | + | + | | | | + | + | + | + | + |
| Полазненский | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | + | + |
| Лысьвенский | | | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | | + |
| Нижнесылвинский | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |
| Кишертский | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | + | + | + |
| Осинцевский | + | | + | + | + | + | + | + | | | | | | + | + | + |
| Кордонский | | | | + | + | | + | + | | | | | + | + | + | + |
| Ачитский | | | | + | | | + | + | | | | | | + | | + |
| Иренский | + | | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |

Количество провалов по районам представлено в таблице 2.3. В Кишертском районе за 100 лет произошло 13 провалов на 1 км$^2$, Иренском и Нижнесылвинском – 5, в Лысьвенском – 8, в Полазненском – 3.

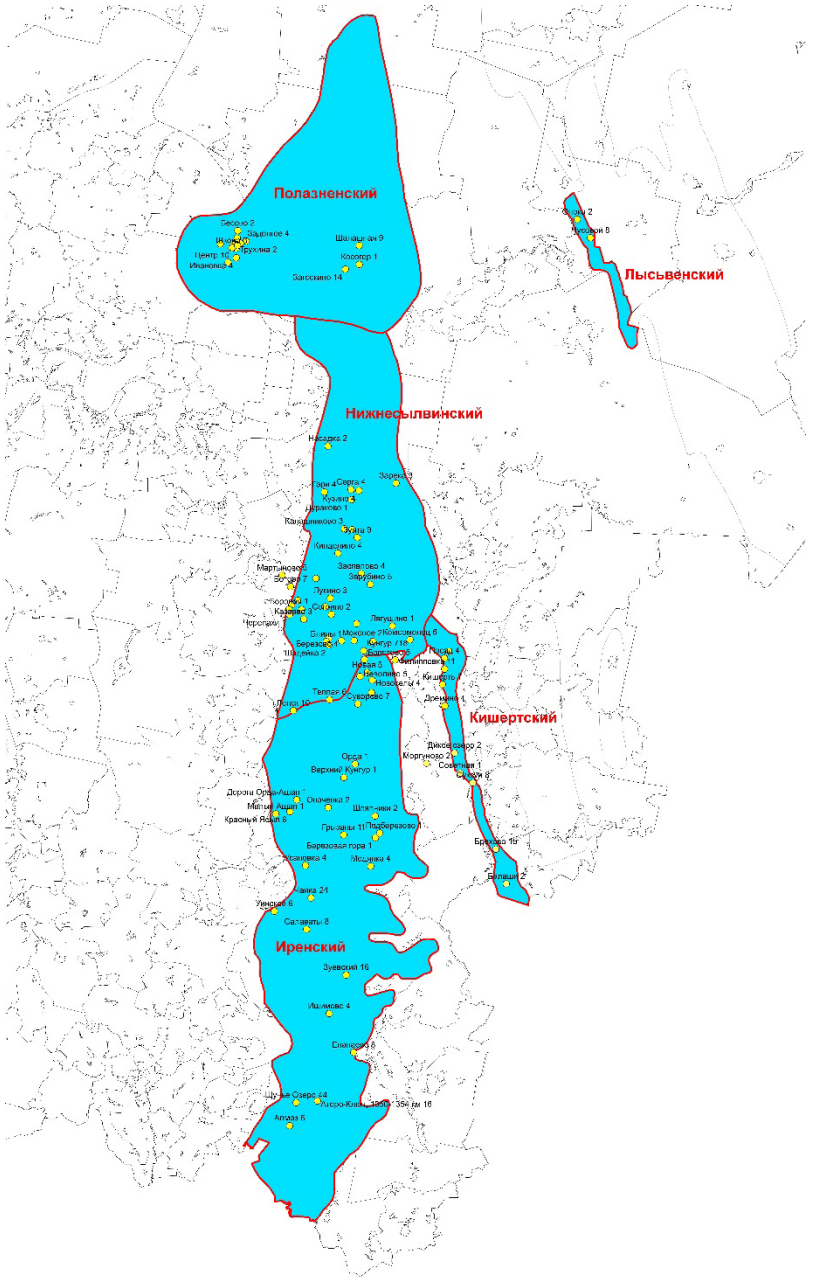



**Рисунок 2.7** Площадное распространение провалов за последние 100 лет на территории некоторых районов сульфатного карста Пермского края



**Таблица 2.3** Провалы в районах сульфатного карста

| Карстовый район | Площадь района, *км²* | Кол-во провалов, за 100 лет | Кол-во провалов, на 1 *км²* |
|---|---|---|---|
| Полазненский | 3102 | 79 | 3,33 |
| Иренский | 3815 | 197 | 5,83 |
| Нижнесылвинский | 2191 | 128 | 5,88 |
| Кишертский | 334 | 49 | 13,8 |
| Лысьвенский | 505 | 10 | 8,6 |
| **Итого:** | **9947** | **463** | **–** |

Наибольшее количество провалов зафиксировано в период 1960–1980 годах (*рис. 2.8*). Вероятно, увеличение количества провалов в Полазненском и Нижнесылвинском районах в этот период было связано с подъемом уровня поверхностных и подземных вод после строительства Камской ГЭС в 1954 г., а в Иренском и Кишертском – с площадной распашкой сельскохозяйственных земель.

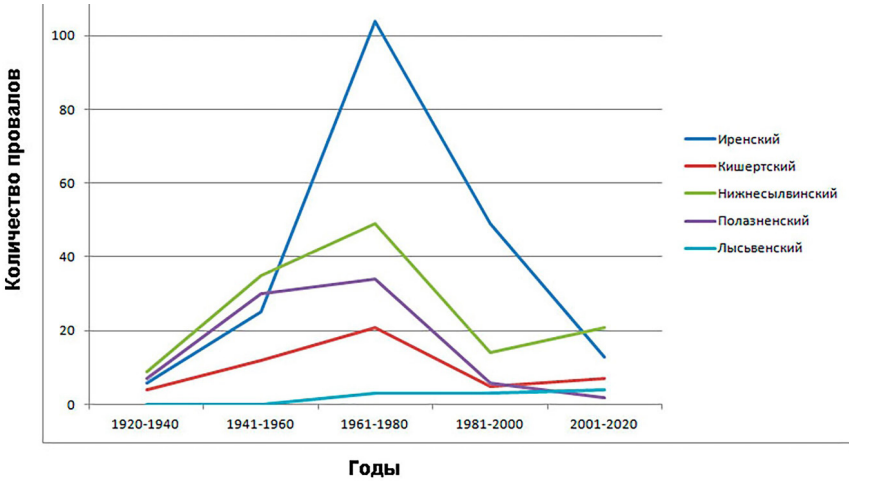



**Рисунок 2.8** Количество провалов на территории некоторых районов сульфатного карста Пермского края

Карстовые провалы – наиболее динамично развивающиеся формы поверхностного проявления процесса. Именно их потенциальная катастрофичность в основном определяет понятие карстоопасности. Образование подобных провалов создает угрозы жизнедеятельности на урбанизированной территории и эксплуатационной сохранности инженерных объектов. Карстоопасность определяется не только интенсивностью образования провалов, но и их размерами, в первую очередь диаметром.

Два самых крупных в поперечнике провала произошли в 1949 г. в пос. Усть-Кишерть: первый диаметром 120 м и глубиной 27 м и второй размерами 60 на 40 м и глубиной 15 м. Самый глубокий провал зарегистрирован в с. Брехово (Кишертский карстовый район) в 1953 г., его первоначальная глубина (на момент обследования) составляла 40 м.

Общая площадь районов распространения сульфатного карста, где провалы наиболее часты, составляет около 10 тыс. км$^2$. Данные мониторинговых наблюдений в пределах населенных пунктов позволили выделить участки первой категории опасности. Прежде всего, это участки с высокоэтажной застройкой в г. Кунгуре, пос. Полазна, пос. Усть-Кишерть, г. Чусовом, Хохловском участке Орджоникидзевского района г. Перми, а также территории с. Березовая гора, д. Балаши, д. Брехово, д. Дикое озеро, д. Советянка, с. Шляпники, с. Тюйное, Двуреченского, Дивьинского, Зарубинского, Комсомольского, Краснослудского, Кыласовского, Красноясыльского, Моховского, Насадского, Сергинского, Судинского, Сылвенского, Щучье-Озерского сельских поселений. Площадь выявленных участков первой категории опасности составляет 18 км$^2$, что составляет 7% от площади урбанизированных территорий (261,74 км$^2$) в районах распространения карбонатно-сульфатного карста на территории Пермского края. Сведения о некоторых провалах приведены при описании районов развития сульфатного карста (*см. главу 3*).

## 2.5 Сульфатный карст в условиях техногенного воздействия

На территориях со значительной техногенной нагрузкой существенно изменяются условия и факторы карстообразования вследствие необратимых преобразований рельефа и пород, загрязнения поверхностных и подземных вод, атмосферы, деградации растительности и др. Особое внимание необходимо уделить районам распространения сульфатного и соляного карста, являющимся наиболее опасными (*Горбунова, Максимович, 1991*).

В 1956 г. *К. А. Горбуновой* была выполнена попытка инженерно-геологического районирования закарстованной территории Пермского края (*Горбунова, 1956*), по которому выделено четыре категории территорий, отличающихся различной степенью устойчивости для инженерных сооружений:

1-я категория (I) – территории, неблагоприятные в инженерно-геологическом отношении (районы преимущественно сульфатного карста);



2-я категория (II) – территории, относительно благоприятные в инженерно-геологическом отношении (районы развития карста в карбонатных породах);

3-я категория (III) – территории с небольшими участками, неблагоприятными в инженерно-геологическом отношении (Предуральский прогиб);

4-я категория (IV) – благоприятные территории, карст отсутствует.

*К. А. Горбуновой* (*1990*) также оценена карстоопастность и возможность возникновения аварийных ситуаций на закарстованных территориях. По данному признаку намечено пять групп районов, из которых районы развития сульфатного карста входят в первые три.

1. Районы интенсивного сульфатного (гипсо-ангидритового) карста платформенного типа (Ксенофонтовский, Полазненский, Нижнесылвенский, Иренский, Кишертский, Лысьвенский (*выделен авторами; по К. А. Горбуновой – карстовые участки*)). Условия строительства определяются наличием площадок от I (очень неустойчивых) до IV (с несколько пониженной устойчивостью) категорий. Отмечается активизация карста в связи с техногенным воздействием. Возникновение провалов может создавать аварийные ситуации. Условия водоснабжения неблагоприятные.

2. Районы соляного закрытого карста впадин и депрессий (Вишерский, Соликамский), где отмечается активизация карста на старых солепромыслах, при эксплуатации подсолевых месторождений, бурении скважин, добыче соли, интенсивном водозаборе. Негативные процессы: медленные опускания земной поверхности (в многолетнем масштабе), заболачивание, засолонение подземных вод зоны активного водообмена. В местах интенсивной техногенной нагрузки возможны аварийные ситуации при обрушении кровли подземных выработок и карстовых полостей.

3. Районы с локальным проявлением закрытого сульфатного (гипсо-ангидритового и соляного) карста малых структур депрессий (Осинцевский, Ачитский, Кордонский). В местах неглубокого залегания гипсов возможно возникновение провалов. Активизация вероятна в местах перетока минерализованных вод нижних горизонтов в зону активного водообмена (самоизливающиеся структурные скважины), а также при инженерных работах, сопровождающихся нарушением покровных отложений (*Горбунова, 1990*).

Сульфатный карст оказывает влияние на все компоненты природного ландшафта и на хозяйственную деятельность человека (*табл. 2.4*; *Горбунова, 1977*).

**Таблица 2.4** Влияние сульфатного карста на ландшафт и хозяйственную деятельность человека (*Горбунова, 1977*)

| Компоненты ландшафта | Направление процесса | Следствие процесса | Характерные элементы ландшафта | Влияние на хозяйственную деятельность |
|---|---|---|---|---|
| Горные породы: гипсы, ангидриты | Вынос | Частичное или полное выщелачивание пород | Почвы небольшой мощности<br>Локальное увеличение мощности рыхлых отложений<br>Карстовые брекчии<br>Карстовые воронки, провалы, котловины, рвы, депрессии<br>Своеобразный микроклимат<br>Пятнистый растительный покров | Неблагоприятные инженерно-геологические условия<br>Сокращение площади пахотных земель<br>Осложнения с применением техники в сельском и лесном хозяйствах<br>Ухудшение качества леса<br>Рекреационное и другое использование |

| Компоненты ландшафта | Направление процесса | Следствие процесса | Характерные элементы ландшафта | Влияние на хозяйственную деятельность |
|---|---|---|---|---|
| Поверхностные и подземные воды | Аккумуляция | Концентрация в воде ионов $SO_4$ и Ca; выпадение из воды $CaCO_3$ | Карстовые озера | Использование для разведения птиц, рыбоводства, редко для водоснабжения |
| | | | Перевод поверхностного стока в подземный<br>Малые реки сульфатного состава<br>Карстовые источники сульфатного состава<br>Локальная обводненность<br>Сульфатные карстовые воды<br>Сульфатные грунтовые воды | Неблагоприятные условия водоснабжения |
| | | | Сероводородные грязи<br>Сероводородные воды | Использование в лечебных целях |

Промышленность Пермского края представляет собой мощный многопрофильный хозяйственный комплекс. Значительная часть Прикамья связана с добычей и переработкой природных ресурсов (Березниковско-Соликамский, Кизеловско-Губахинский, Лысьвенско-Чусовской промышленные узлы). На севере края находятся районы с лесозаготовительной и горнодобывающей промышленностью, на юге – районы с сельскохозяйственной специализацией. Ключевые отрасли промышленности края: нефтяная, химическая и нефтехимическая, черная и цветная металлургия, машиностроение, лесопромышленный комплекс (*рис. 2.9*).

Наибольшую опасность для инженерных сооружений представляют деформации земной поверхности, весьма характерные для территорий с развитием сульфатного карста.

В крае развиты автомобильная и железная сети, нефте- и газопроводы (*рис. 2.9*). Большую опасность карст представляет для устойчивости железнодорожных сооружений, что обусловлено как региональными особенностями развития данного явления (меридиональная вытянутость районов развития карстующихся пород и довольно большое их площадное распространение), так и спецификой конструкции железных дорог (тяготение к речным долинам, мягкое сопряжение пути с основанием, активное динамическое воздействие на основание, линейная непрерывность и т. п.) (*Яковенко, 1969*).

Общая протяженность железнодорожных магистралей по Пермскому краю – 1574 км (*Атлас География..., 2020*), из них около 500 км (35%) проходят через карстовые районы (*рис. 2.9*). Коэффициент Энгеля для железнодорожной сети достигает максимальных значений (7,5–15,2 ед.) в Полазненском, Соликамском и Лысьвенском районах сульфатного карста. Провалы в полосе железных дорог особенно опасны и требуют изучения. Только за последние 40 лет произошло более 20 таких случаев. Размеры провалов достигали в поперечнике и по глубине от 5–9 до 20 м. Провал в Соликамском карстовом районе в г. Березники в 2006 г., связанный с затоплением одного из калийных рудников, размеры которого составляли в плане – 337 на 202 м, в коренных породах – 305 на 170 м (2008 г.), потребовал переноса железной дороги.

*Прим.*: **Районы сульфатного карста: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишерский, Сл – Соликамский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Нс – Нижнесылвинский, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский**



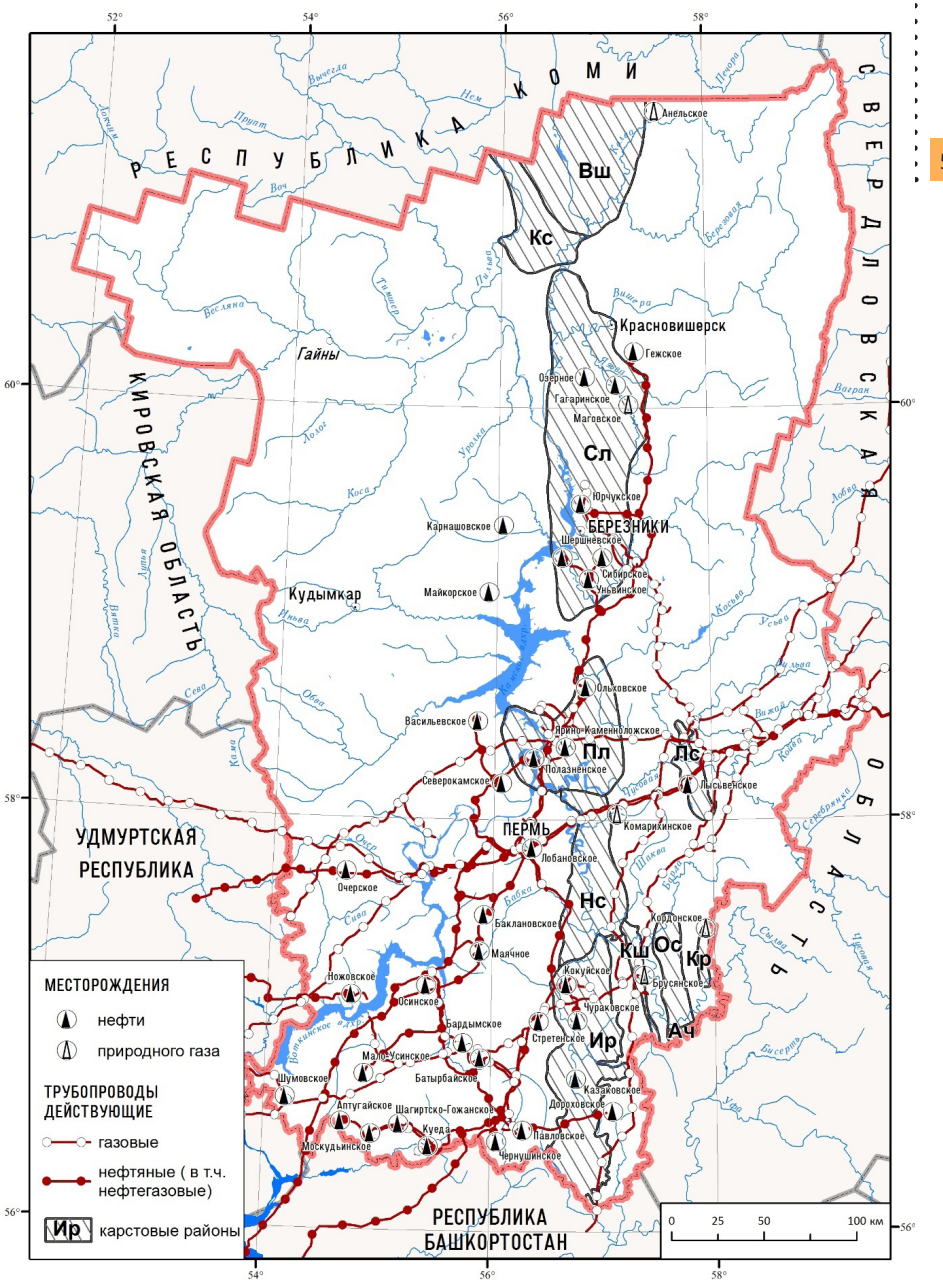



**Рисунок 2.9** **Схема месторождений нефти, газа и магистральных трубопроводов в районах сульфатного карста Пермского края** (*Атлас География ..., 2020; Горбунова и др., 1992*)

Свыше 200 провалов зафиксировано в границах автомобильных дорог и их отводов. Большая часть из них образовалась в кюветах и в резервах грунтов и вызвана техногенным воздействием на геологическую среду. При этом среди основных факторов, активизирующих карст и его проявление на поверхности, отмечаются сокращение мощности перекрывающих отложений вплоть до обнажения карстующихся пород, изменение свойств, в частности, при увлажнении, трансформация рельефа, приводящая к появлению очагов повышенной инфильтрации и инфлюации поверхностных, как правило, весьма агрессивных вод, динамические нагрузки (*Костарев и др., 1990*).

Значительное развитие в Пермском крае получил трубопроводный транспорт. По территории региона проходит ряд крупных магистральных нефте- и газопроводов общероссийского и международного значения. Это две трассы нефтепровода Сургут – Полоцк, пять магистральных нефтепроводов Уренгой – Центр, экспортный газопровод Уренгой – Помары – Ужгород (*Назаров, Шарыгин, 1999*).

Протяженность магистральных трубопроводов достигает 11,2 тыс. км, из них 1,3 тыс. км приходится на нефтепроводы и 9,9 тыс. км – на газопроводы. Через территорию края проходит около 22% добытой в стране нефти и 53% природного газа.

Особую опасность представляет техногенная активизация карста в совокупности с другими опасными геологическими процессами: суффозией, эрозией, подтоплением, обвалами и др. Так, строительство магистральных газопроводов в Кунгурско-Иренском междуречье, проводившееся с нарушением гидрологического режима территории и использованием взрывного способа рыхления скальных и мерзлых грунтов, привело к резкой интенсификации провалообразования (*Костарев и др., 1990*).

Карстовые районы являются местом повышенного риска для строительства объектов транспортно-коммуникативной сети.

Известно большое количество аварий на магистральных трубопроводах и железных дорогах, приуроченных к карстовым районам. На основе анализа аварий и повреждений сооружений на закарстованных территориях был составлен условный ряд степени тяжести их последствий:

- катастрофические разрушения (потеря общей устойчивости сооружения или повреждение технологического оборудования), приводящие к гибели людей или недопустимому заражению местности вредными химическими, радиоактивными и другими веществами;
- частичные разрушения и повреждения, приводящие к временному прекращению нормальной эксплуатации сооружений;
- повреждения, приводящие к существенному затруднению нормальной эксплуатации сооружений;
- повреждения, при определенных условиях приводящие к временному затруднению нормальной эксплуатации сооружения;
- повреждения, практически не приводящие к затруднению нормальной эксплуатации сооружения (*Толмачев, 1990*).



Техногенное воздействие на массивы сульфатных пород существенно влияет на интенсификацию карстового процесса. Например, создание Камского водохранилища вызвало активизацию карстового процесса, в том числе в основании Камской ГЭС (*Максимович, 2006*), а нефтяное загрязнение сульфатных пород привело к развитию специфических микробиологических процессов (*см. раздел 3.4).*

Территории месторождений гипса и перспективных площадей в Пермском крае приурочены к районам развития сульфатного карста (*рис. 2.10*).

На месторождения гипса карст оказывает негативное воздействие, способствуя иногда уничтожению значительной их части, загрязняя сырье и усложняя горнотехнические условия эксплуатации, поэтому при их разведке изучение закарстованности территории крайне необходимо (*Залкинд, Нечаев, 1959*).

В гипсовых месторождениях Пермского края выделяются пять видов сульфатного карста (*Горбунова, 1977; Даровских, Кудряшов, 2001*):

- карст развивается в поверхностной части слоя гипса, перекрытого только рыхлыми отложениями; развитие карста в этом случае зависит от характера рельефа участка, степени проницаемости отложений, перекрывающих слой гипса, и от количества воды, поступающей на его поверхность;
- карстовая полость развивается по кровле карбонатного слоя; характерные черты карстовых полостей данного вида – малая мощность, значительные размеры по длине и ширине; чаще полости ничем не заполнены;
- карстовая полость образуется под подошвой карстующегося слоя в конце сульфатной пачки, в этом случае полость получает неограниченную возможность

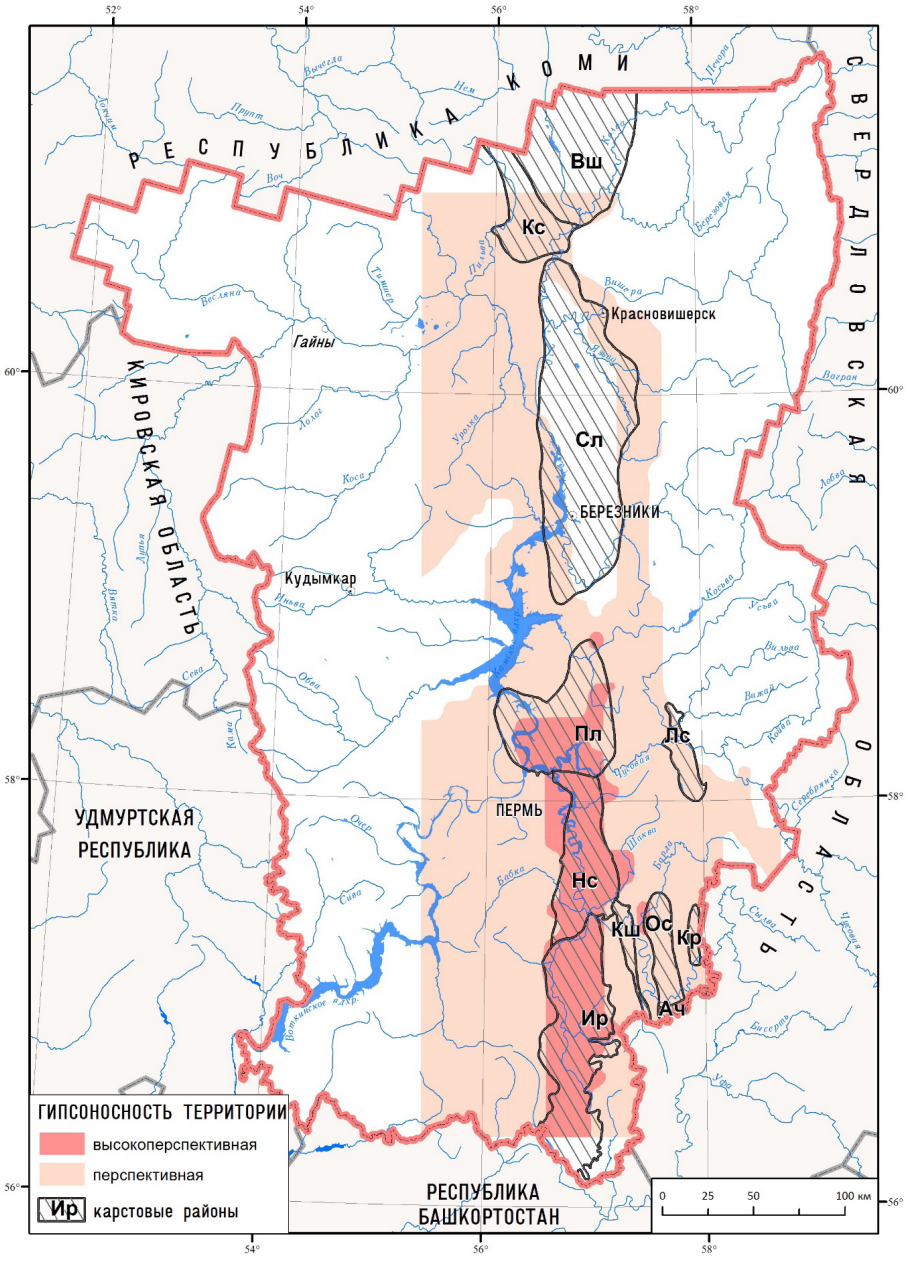



**Рисунок 2.10** **Карстовые районы** (*Горбунова и др., 1992*) **и перспективность гипсоносных территорий** (*Даровских, Кудряшов, 2001*)

роста вверх, т. к. гипс размывается и растворяется легко; полости обычно заполнены суглинком со щебнем и глыбами;

- карстовая полость развивается в толще сульфатного слоя по тонкой карбонатной прослойке; этот вид представляет собой комбинацию второго и третьего видов; полости обычно заполнены щебнем, глыбами, реже суглинками.

Более подробные сведения о техногенном воздействии на сульфатные породы и его последствиях при осуществлении хозяйственной деятельности приведены в описании карстовых районов (*см. главу 3*).

*Прим.*: **Карстовые районы: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишеркский, Сл – Соликамский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Нс – Нижнесылвинский, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский**

# Глава 3

## Характеристика районов развития сульфатного карста Пермского края

Фото М. Максимовича



Общая площадь районов, где развиты карбонатный, сульфатный и соляной виды карста, по карте, составленной *К. А. Горбуновой*, – 45,9 тыс. км$^2$. Уточненная площадь по нашим исследованиям составляет 47,5 тыс. км$^2$. Таким образом, карстовые районы занимают почти треть территории Пермского края (160,6 тыс. км$^2$).

В Пермском крае карст проявляется в различных геотектонических обстановках, определяющих геологические условия его развития: состав карстующихся пород, их взаимоотношение в разрезе, условия залегания, степень трещиноватости и осложненность крупными разрывными нарушениями, наличие покровных отложений, их состав. *К. А. Горбунова* выделяла группы районов по тектоническому принципу: карстовые районы восточной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих частей Предуральского прогиба, Верхнепечорской впадины и Соликамской депрессии Предуральского прогиба, Юрюзано-Сылвинской депрессии Предуральского прогиба, Западно-Уральской складчатой зоны и Центрально-Уральского поднятия (*Горбунова др., 1992*).

К районам сульфатного карста авторы в данной монографии относят территории, где закарстованы как только гипс и ангидрит, так и совместно с карбонатными породами и солями. По уточненным данным сульфатный карст распространен на площади около 23 тыс. км$^2$ или 15% Пермского края.

Вопросами районирования сульфатного карста Пермского края занимались *К. Г. Бутырина, К. А. Горбунова, Г. А. Максимович* и др. Ими в 1958 г. были выделены в платформенной части Пермского Предуралья Полазнинско-Шалашнинский, Сылвинско-Сергинский и Кунгурско-Иренский районы карста преимущественно в гипсах и ангидритах. Указанные районы относятся к Приуральской карстовой провинции. Позднее районирование территории было пересмотрено (*Горбунова и др., 1992*) и на территории Пермского края были определены 16 карстовых районов.

По классификации *К. А. Горбуновой* (*1992*) выделено 10 районов, где карст связан с сульфатными породами. Авторы монографии сочли возможным выделить еще один – Лысьвенский – район локального распространения сульфатного карста, объединив территории, ранее описанные *К. А. Горбуновой* как участки карстопроявлений (*табл. 3.1; рис. 3.1*):

- Ксенофонтовский район преимущественно сульфатного и карбонатного карста;

- Вишеркский район соляного и сульфатного карста;
- Соликамский район преимущественно соляного и сульфатного карста;
- Полазненский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста;
- Нижнесылвинский район сульфатного и карбонатно-сульфатного карста;
- Кишертский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста;
- Осинцевский район закрытого соляного и сульфатного карста;
- Кордонский район преимущественно закрытого сульфатного карста;
- Ачитский район сульфатного карста и кластокарста;
- Иренский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста;
- Лысьвенский район локального распространения сульфатного карста.

При подробном описании районов, приведенном ниже, дается характеристика геологических и гидрогеологических условий развития карста, карстовых явлений, связанных с сульфатным карстом особо охраняемых природных территорий, а также территорий, которые предлагается включить в их состав. Описывается влияние карста на хозяйственную деятельность и экологическую обстановку.



**Таблица 3.1** **Характеристика районов сульфатного карста Пермского края** *(Горбунова и др., 1992 с дополнениями авторов)*

| Карстовые районы | Литологический тип карста | Площадь района, км$^2$ | Тип карста по условиям залегания |
|---|---|---|---|
| **1. Карстовые районы восточной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих частей Предуральского прогиба** | | | **1. Карстовые районы восточной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих частей Предуральского прогиба** |
| ***Ксенофонтовскийr*** *(Кс)* | сульфатный, карбонатный | 1446 | голый, подэлювиальный, подаллювиальный, подфлювиогляциальный, местами – закрытый |
| ***Полазненский (Пл)*** | сульфатный, карбонатно-сульфатный | 3102 | закрытый, подэлювиальный, задернованный |
| ***Нижнесылвинский (Нс)*** | сульфатный, карбонатно-сульфатный | 2191 | голый, задернованный, подэлювиальный, подаллювиальный, закрытый |
| ***Иренский*** *(Ир)* | сульфатный, карбонатно-сульфатный | 3815 | голый, задернованный, подэлювиальный, подаллювиальный, закрытый |
| ***Кишертский*** *(Кш)* | сульфатный, карбонатно-сульфатный | 334 | закрытый, подаллювиальный |
| **2. Карстовые районы Верхнепечорской впадины и Соликамской депрессии Предуральского прогиба** | | | **2. Карстовые районы Верхнепечорской впадины и Соликамской депрессии Предуральского прогиба** |
| ***Вишеркский (Вш)*** | сульфатный, соляной | 3559 | подэлювиальный, подаллювиальный, подфлювиогляциальный, закрытый, местами – голый |
| ***Соликамский (Сл)*** | соляной, сульфатно-соляной | 7296 | закрытый, покрытый |
| **3. Карстовые районы Юрюзано-Сылвинской депрессии Предуральского прогиба** | | | **3. Карстовые районы Юрюзано-Сылвинской депрессии Предуральского прогиба** |
| ***Осинцевский (Ос)*** | сульфатный, соляной | 785 | закрытый |
| ***Ачитский (Ач)*** | сульфатный | 96 | закрытый |
| ***Кордонский (Кр)*** | сульфатный | 172 | закрытый |
| ***Лысьвенский (Лс)*** | сульфатный | 505 | закрытый, задернованный, местами – голый |
| **Общая площадь карстовых районов** | | **23 301** | |

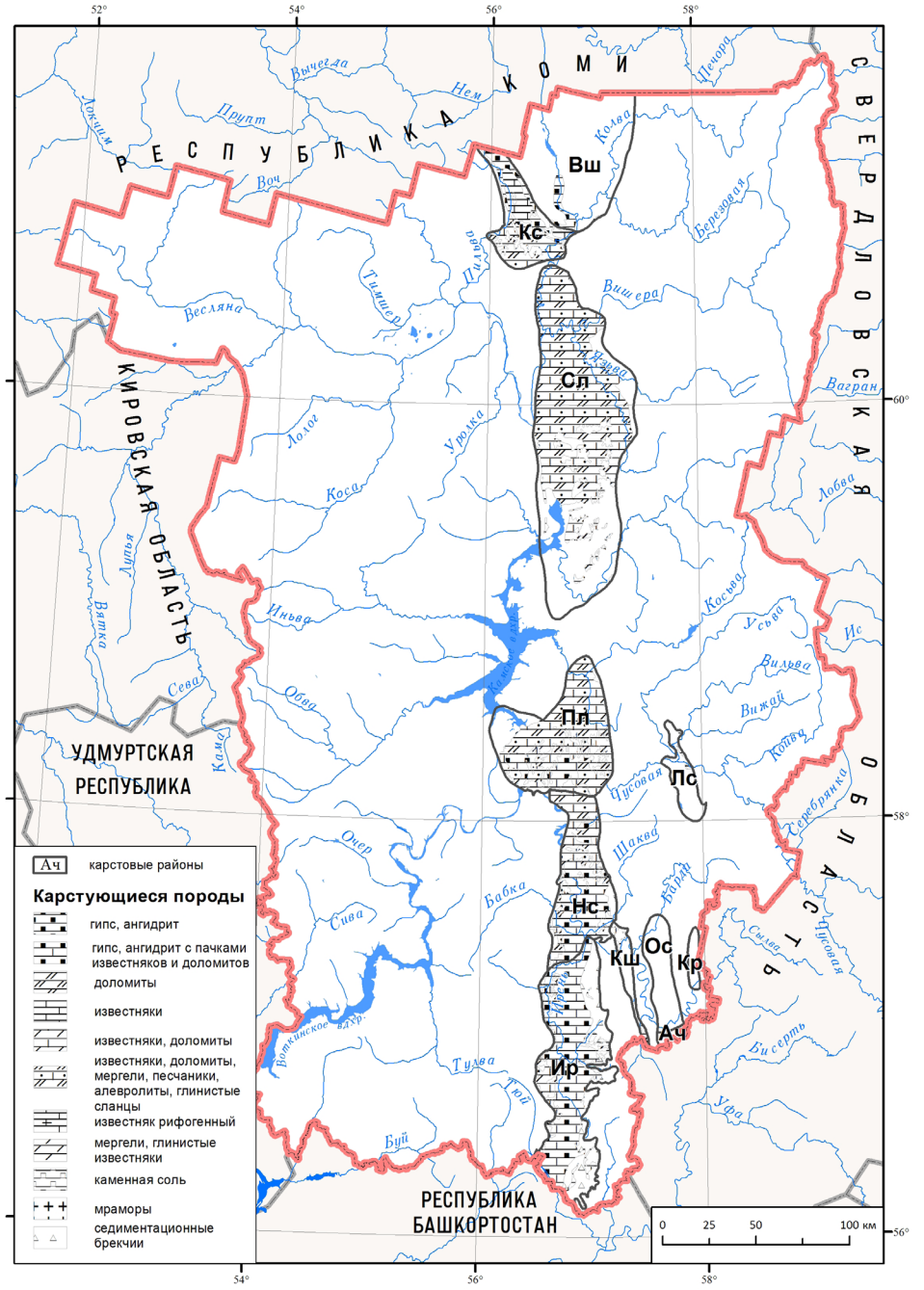



**Рисунок 3.1** **Карта сульфатного карста Пермского края**
*(Горбунова и др., 1992; с дополнениями авторов)*

*Прим.*: Карстовые районы: Кс – Ксенофонтовский, Вш – Вишерский, Сл – Соликамский, Пл – Полазненский, Лс – Лысьвенский, Нс – Нижнесылвинский, Кш – Кишертский, Ос – Осинцевский, Ач – Ачитский, Кр – Кордонский, Ир – Иренский

## 3.1 Ксенофонтовский район преимущественно сульфатного и карбонатного карста

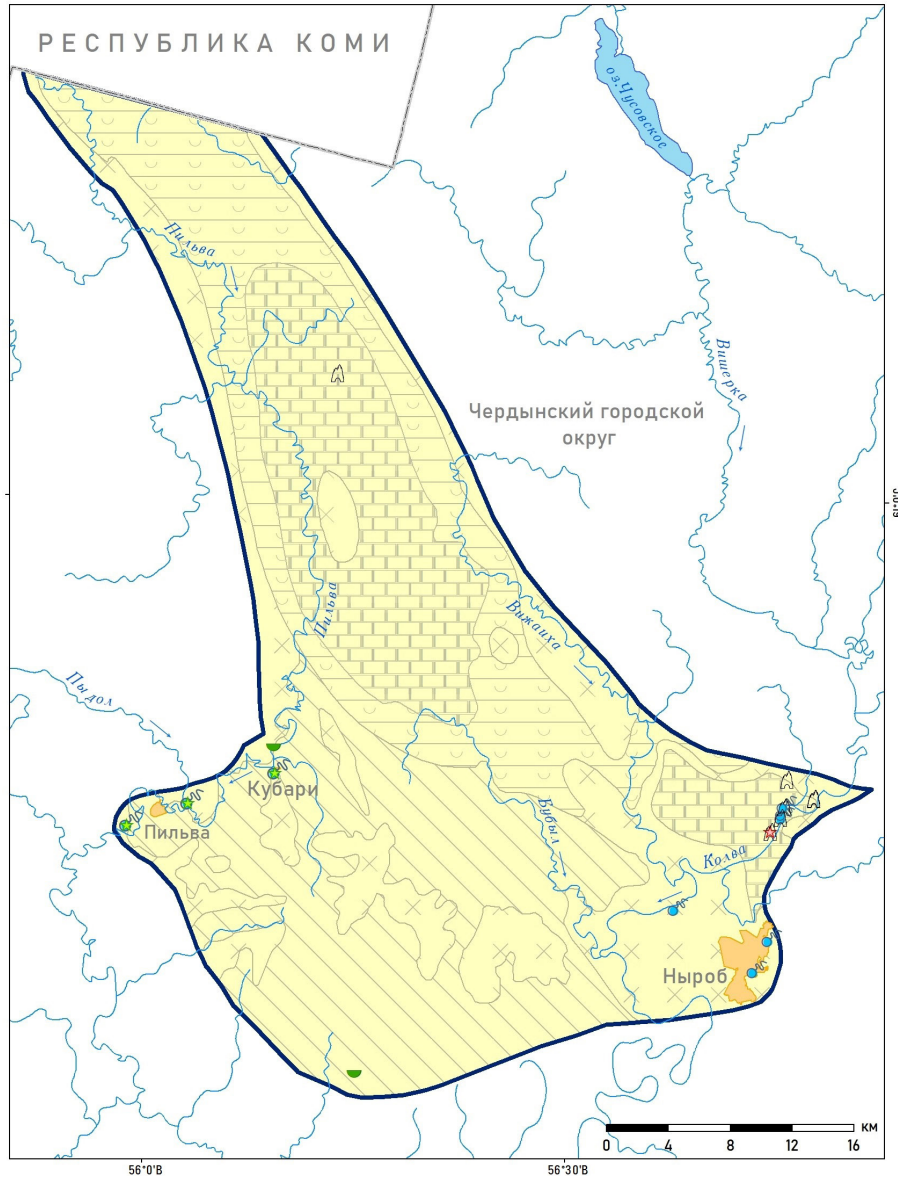



**Рисунок 3.1.1** Ксенофонтовский карстовый район



**Литология**
- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**
- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**
- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**
- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**
- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.1.1*

Район расположен в северной части Пермского края и занимает бассейн среднего и верхнего течения р. Пильвы, левого притока р. Камы, междуречье Вижаихи и Бубыла и далее на восток – участок, примыкающий к р. Колве, и занимает площадь 1446 км$^2$ (*рис. 3.1.1*). В административном отношении он находится в Чердынском городском округе, приурочен к Ксенофонтово-Колвинскому валу, который находится в пределах крупной структуры – Колвинской седловины. Вал осложнен куполовидными поднятиями: Ксенофонтовским, Вижаихинским и Колвинским (*Горбунова и др., 1992*).

***Геологические условия развития карста.*** Колвинская седловина расположена в северной части Предуральского прогиба. В субширотном направлении она сочленяет Тиманский кряж с Полюдовско-Колчимским антиклинорием Западно-Уральской внешней зоны складчатости, а в меридиональном – разделяет Верхнепечерскую и Соликамскую впадины Предуральской депрессии. Седловина выделяется повышенным уровнем залегания отложений нижнепермского структурного яруса по сравнению с их положением в пограничных впадинах.

В окрестностях п. Ныроба на поверхность выходят отложения лекской и кошелевской свит кунгурского яруса, представленные песчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками с прослоями гипсов. Породы соли-

камской свиты уфимского яруса выходят на поверхность на значительной части территории. Они представлены плитчатыми известняками, доломитами, алевролитами, песчаниками, мергелями и гипсами. Мощность сульфатных пачек составляет от 20 до 180 м, карбонатных – 2–10 м.

***Гидрогеологические условия.*** Территория карстового района относится к Ксенофонтово-Колвинской гидрогеологической области. Развитие карста связано в основном с кунгурским карбонатно-сульфатным водоносным комплексом иренского горизонта.

Карбонатно-сульфатные породы водоносны только в верхней части разреза в местах выхода их на поверхность и частично в условиях залегания под маломощными соликамскими породами. С глубиной трещиноватость уменьшается либо становится закрытой, и сульфаты приобретают роль регионального водоупора. Наряду с сильно закарстованными обводненными встречаются и монолитные водоупорные блоки пород. Подземные воды движутся по сети разобщенных карстовых полостей, каналов и трещин.

Основной водной артерией района является р. Колва, к долине которой приурочены многочисленные источники. Здесь распространены грунтовые и трещинно-жильные безнапорные и напорные воды. Уровень карстовых вод снижается в направлении дренирующих их рек: Пильва, Бубыл, Вижаиха и др. (*Горбунова и др., 1992*).

Разгрузка подземных вод в виде групп источников в речных долинах приурочена к участкам пересечения ими положительных тектонических структур.

Подземные воды, разгружающиеся в виде источников в долине р. Колвы, относятся к различным водоносным горизонтам, свитам, комплексам и зонам. Некоторые из них расположены на контакте водоносных коренных соликамских и локально водоносных аллювиальных четвертичных отложений на западной границе эрозионно-структурной депрессии (источники Покчинский, Вильгортский и Параскевы Пятницы). Водоносными породами этой зоны являются известняки, мергели, песчаники и алевролиты (*Иконников* и др., 1995). Воды пресные гидрокарбонатно-кальциево-сульфатные с минерализацией 240–430 мг/дм$^3$.

В северо-восточной части описываемого района (источники Свято-Никольский и Вилипский) выделяются две зоны пресных вод: южная зона ассельско-артинского терригенного комплекса и северная слабоводоносная надзона рифейско-нижнедевонских терригенных и



метаморфических кварцитовидных пород. Воды ассельско-артинского терригенного комплекса, разгружающиеся в Свято-Никольском источнике, относятся к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатному типу с минерализацией до 360 мг/дм$^3$. Водоносными являются прослои и линзы конгломератов, песчаников, реже алевролитов, мергелей, известняков. Также к этой зоне приурочены выходы гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных подземных вод у пещеры Дивья с минерализацией до 300 мг/дм$^3$. Воды слабоводоносной надзоны рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород разгружаются в Вилипском источнике и характеризуются гидрокарбонатно-кальциево-магниевой фацией и минерализацией до 300 мг/ дм$^3$.

Преимущественно подземные воды района относятся к одной гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации, кроме Вилипского источника, который имеет гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав. Фациальный состав вод источников Покчинского и Параскевы Пятницы изменяется в летне-осенний период с гидрокарбонатно-кальциево-сульфатного на гидрокарбонатно-кальциево-магниевый и обратно в зимне-весенний период.

Ниже основных дрен и в условиях залегания кунгурского карбонатно-сульфатного комплекса под более молодыми отложениями интенсивность карста снижается, что связано с уменьшением скорости движения подземных вод и насыщением их сульфатами (*Горбунова и др., 1992*).

На территории Предтиманского прогиба выходы сероводородных вод сульфатно-кальциевого состава известны в долинах рек Пыдол и Пильвы. Приурочены они, в основном, к отложениям филипповского горизонта. В этих отложениях вскрывались сероводородные воды хлоридно-натриевого состава (*рис. 3.1.2*).

Пыдольский источник расположен в 8 км к северо-западу от д. Кубари, на левом берегу р. Пыдол, правого притока р. Пильвы, впадающей в р. Каму. Здесь в 5 км от устья р. Пыдол в болотистой низине поймы реки, в глухом труднопроходимом лесу в 50 м от берега реки выходят мощные сероводородные источники, дающие начало р. Усолке. В устье источника расположена деревянная труба диаметром 28 см. В 10 м от трубы находится глубокий понор, напоминающий карстовый колодец, хорошо просматриваемый на глубину до 6–7 м, по которому также поднимается мощный поток сероводородной воды.

**Рисунок 3.1.2** **Долина р. Пильвы вблизи западной границы Ксенофонтовского карстового района**
*(фото Н. Максимовича)*

Вода источника прозрачная, в поноре – с голубоватым оттенком. Вдоль всего русла на дне р. Усолки на гальках и траве – многочисленные белые налеты серы (баренжима). Вода источника относится к группе слабоминерализованных вод сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фации. Содержание сероводорода более 100 мг/дм$^3$.

Ужгинский источник (оз. Кочь) имеет подковообразную форму длиной 250 м и шириной 35–40 м. Дно озера вязкое, покрытое тонкой илистой грязью буроватого цвета, в которой содержится 36–42 мг/дм$^3$ сероводорода и 690–725,8 мг/дм$^3$ карбонатной углекислоты. Содержание неорганической углекислоты достигает 4752 мг/дм$^3$, что указывает на активные процессы разложения органических веществ. В водной вытяжке преобладают ионы гидрокарбонатов, сульфатов кальция и натрия, а выжимка относится к сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевой гидрохимической фации и к маломинерализованной группе.



Вода в озере прозрачная, голубовато-зеленого цвета, на вкус пресная с характерным жестковатым привкусом и со слабым запахом сероводорода. По химическому составу вода оз. Кочь относится к группе маломинерализованных вод сульфатно-кальциевой гидрохимической фации. Спектральным анализом в сухом остатке установлено присутствие стронция (4,38 мг/дм$^3$), бора (0,09 мг/дм$^3$ $HBO_2$) и других микроэлементов. Вытекающая из озера р. Кочь имеет длину около 200 м и впадает в р. Пильву. Химический состав воды почти не отличается от оз. Кочь.

Пильвенский источник. При бурении структурно-поисковых скважин на Пильвенской площади (в районе д. Кубари) среди артинских и филипповских отложений были вскрыты напорные сероводородные воды хлоридно-натриевого состава. Химический состав вод изучен весьма слабо. Отобранные пробы воды на самоизливе представлены смесью с вышележащими пресными водоносными горизонтами. Наиболее минерализованная вода получена на самоизливе из скважины с глубины 392 м из филипповских доломитов кунгурского яруса. Вода имела горьковато-соленый вкус с резким запахом сероводорода. По химическому составу она относится к группе среднеминерализованных вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации с повышенным содержанием ионов сульфата и кальция. Подземные воды вышележащих соликамских отложений представлены трещинно-карстовыми водами сульфатно-кальциевого состава.

**Карстовые явления.** Карст развит в основном в карбонатно-сульфатных породах кунгурского и уфимского ярусов. На водораздельных пространствах сульфатные отложения, вскрытые эрозией и находящиеся в зоне активного водообмена, подвержены интенсивному карстованию (*Горбунова и др., 1992*). О карстовых формах и пещерах в сульфатных отложениях информации на сегодняшний день нет из-за труднодоступности района.

**Существующие и предлагаемые особо охраняемые природные территории.**

**Существующие ООПТ.** Ксенофонтовский район слабо изучен в карстологическом отношении. Для выявления связанных с проявлением сульфатного карста уникальных объектов, которые могут быть отнесены к ООПТ, необходимо организовать экспедиционное обследование Ксенофонтовского района. В настоящее время здесь существует одна ООПТ регионального значения, связанная с проявлением карста.

Ландшафтный памятник природы ***Дивий камень*** и ***пещера*** имеет площадь 375 га и находится на правом берегу р. Колвы в 10 км севернее п. Ныроба Чердынского района. Дивья является длиннейшей пещерой Урала, ее длина составляет 10,1 км. Предложена к охране *Н. П. Ястребовым* в 1958 г. Вход расположен в лесу на высоте 120 м над урезом реки в крутом береговом склоне, который называется Дивий камень. На высоте 140 м он переходит в водораздельное плато.

Пещера развита в пологопадающих на север нижнепермских слоистых окремненных известняках сакмарского и артинского ярусов. В нижней части пещеры обнаружены светло-серые слоистые известняки с включением лимонитизированного пирита, переходящие выше в известняки с фауной фораминифер, моллюсков, мшанок, ругоз и криноидей. На территории ландшафтного памятника происходит разгрузка гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных подземных вод с минерализацией до 300 мг/дм$^3$ (*рис. 3.1.3*).

**Рисунок 3.1.3** Источник Дивий Камень (фото *А. Казанцевой*)

**Предлагаемые ООПТ.** Перспективными объектами для организации ООПТ являются ***Пыдольские источники*** и ***оз. Кочь***, описание которых приведено выше.

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка.** Основу промышленности района составляют лесозаготовительная и лесоперерабатывающая отрасли. Техногенная нагрузка на карстующиеся породы незначительна.



## 3.2 Вишеркский район соляного и сульфатного карста

Район имеет площадь 3559 км$^2$, расположен в пределах Чердынского городского округа Пермского края и занимает южную часть Верхнепечорской впадины в бассейнах нижнего течения р. Колвы и ее притока – р. Вишерки (*рис. 3.2.1*).

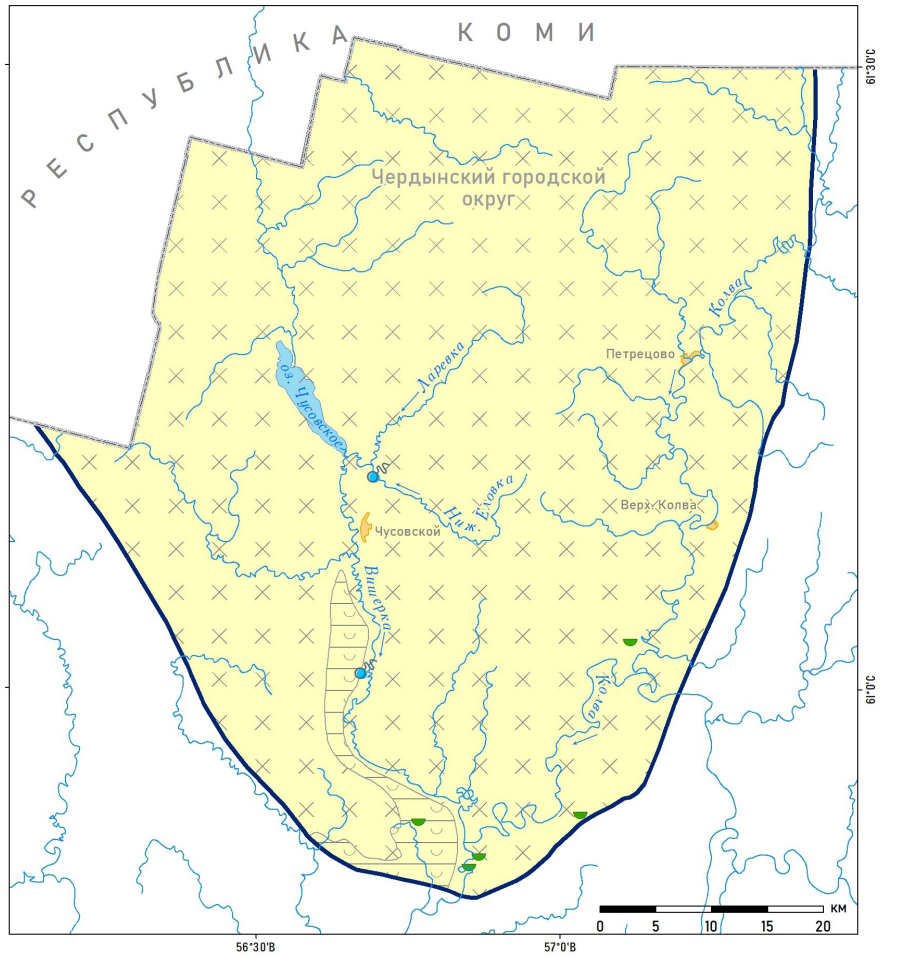



**Рисунок 3.2.1** Вишеркский карстовый район

*Продолжение рисунка 3.2.1*

**Геологические условия развития карста**. В тектоническом отношении район находится в пределах Верхнепечорской депрессии. Восточная граница района осложнена Патроковским главным и Кикуским надвигами. По геоморфологическому районированию территория относится к денудационной области Русской равнины.

Нижнепермские отложения подразделяются на две части: нижнюю – карбонатную и верхнюю – терригенную (*рис. 3.2.2*). Граница между ними проходит внутри артинского яруса и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. В составе нижнепермской карбонатной толщи выделяются рифогенные и слоистые фации (*Снитко и др., 2015*).

Терригенные осадки артинского яруса на западе начинаются толщей глинистых сланцев и мергелей мощностью до 40–50 м. Выше залегает толща песчаниково-сланцевая, мощность которой местами доходит до 100 м, а местами – почти вовсе пропадает. К самым верхам этой свиты приурочены спорадически появляющиеся прослои конгломератов. Еще выше располагается новая песчано-мергельная свита, представленная довольно мощной толщей зеленовато-серых мергелистых глин и мергелей с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и конгломератов. В ряде разрезов к основанию этой свиты приурочены крупные линзовидные штокообразные залежи гипса (правый берег р. Вальяшерки, урочище Белые Мхи, окрестности д. Кикус, окрестности д. Раскат и т. д.) (*рис. 3.2.3*). Очевидно, кроме гипса, к низам этой толщи относятся также небольшие залежи



каменной соли, с которыми связаны соляные источники на р. Усолке, правого притока р. Вишерки (*Калмыкова, Дуткевич, 1934*).

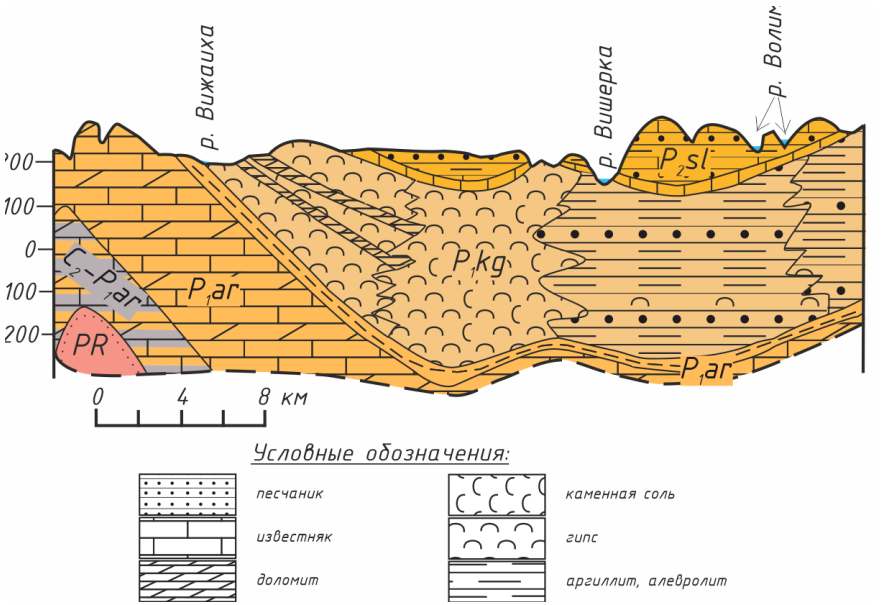



**Рисунок 3.2.2** **Геологические условия развития карста Вишерского района** (*Горбунова и др., 1992*)

**Рисунок 3.2.3** **Обнажение с проявлением гипса у д. Большой Кикус (фото *О. Кадебской*)**

Наиболее древние терригенные отложения артинского яруса выходят на поверхность на границе со складчатой зоной Урала. В погруженной осевой части впадины развита мощная (более 350 м) толща гипсов, ангидритов, солей, переслаивающихся с доломитами, и загипсованных терригенных пород кунгурского яруса. Гипсы и ангидриты выходят на поверхность в долинах рек Колвы и Вишерки. Вышележащая терригенная толща соликамского горизонта уфимского яруса имеет различную мощность в зависимости от рельефа. Она распространена в северной и северо-западной частях района. Покровные отложения принадлежат к элювиально-делювиальному типу на водоразделах, аллювиальному – в долинах рек (*Горбунова и др., 1992*).

**Гидрогеологические условия**. Вишерский карстовый район относится к Печоро-Предуральскому бассейну пластовых и блоково-пластовых напорных вод Верхнепечорской гидрогеологической области. Здесь распространены грунтовые воды аллювиальных и флювиогляциальных отложений, соликамский и кунгурский терригенные водоносные комплексы, трещинно-карстовые воды галогенных пород кунгурского яруса. Засоленность и загипсованность кунгурских и, в меньшей степени, соликамских отложений определяют неглубокое залегание соленых вод. Долины рек Вишерки (от р. Ларевки до урочища Фадино) и Колвы (на участке от района д. Петрецово до д. Кикус) являются зонами разгрузки соленых и солоноватых вод хлоридного и хлоридно-сульфатного состава (*Горбунова и др., 1992; Снитко и др., 2015*).

Водоносный кунгурский сульфатно-терригенный комплекс представлен терригенными отложениями кунгурского яруса. Водоносными являются песчаники, алевролиты, конгломераты; водоупорами – нетрещиноватые разности этих пород, глины, гипсы, ангидриты. Фильтрационные свойства комплекса зависят от литологии водовмещающих пород и степени их трещиноватости и составляют 0,001–14,7 м/сут. В верхней части разреза развиты трещинно-грунтовые воды, глубина залегания уровня изменяется от 12 до 52 м. Выше эрозионного вреза преобладают гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,1–0,5 г/дм$^3$. На участках выщелачивания гипсов и ангидритов преобладают ионы сульфата. Минерализация этих вод составляет 0,3–3,0 г/дм$^3$. Основной источник питания подземных вод – атмосферные осадки. Естественная защищенность подземных вод от загрязнения характеризуется как низкая и средняя (*Снитко и др., 2015*).

**Карстовые явления**. Карст относится к сульфатному типу в гипсах, ангидритах, загипсованных песчаниках и соляному – в соленосной толще кунгурского яруса. Преобладает подэлювиальный, подаллювиальный, подфлювиогляциальный и закрытый типы карста, местами встречается голый карст. Сульфатный карст интенсивно проявляется в виде полей крупных воронок на участках, где развиты песчано-глинистые отложения, включающие гипс.



Долины рек, протекающих через низину, заболочены. Течение рек спокойное, что характерно для районов соляного карста.

Существенное влияние на развитие карста, по-видимому, оказывает близкое расположение области питания подземных вод – Тимана. С его территории в отложения уфимского и кунгурского ярусов поступают слабоминерализованные воды, способные растворять в значительных количествах сульфатно-галогенные породы. Наличие солей увеличивает растворимость сульфатов в десятки раз. О растворении сульфатно-галогенных пород свидетельствует хлоридно-натриево-сульфатный состав воды источников, озер, рек и скважин (*рис. 3.2.4*). Минерализация подземных вод и некоторых озер колеблется от 5 до 34 г/ дм$^3$.

**Рисунок 3.2.4** **Карстовые источники (фото *О. Кадебской*): *а* – у д. Малый Кикус; *б* – у д. Большой Кикус**

Озеро Чусовское находится в обширной эрозионно-карстовой низине длиной около 40, шириной 2–7 км. По мнению *И. Н. Шестова* и *А. В. Шурубора*, озеро образовалось в результате соляно-гипсового карста, что подтверждается залеганием солей, гипсов и ангидритов в зоне активного водообмена (*Горбунова и др., 1992*).

Развиты поверхностные карстовые формы: воронки, озера, депрессии, лога. Среди карстовых воронок преобладают коррозионные и коррозионно-эрозионные типы. В районе д. Петрецово в результате выщелачивания гипсов и ангидритов и последующего обрушения кровли перекрывающих

их терригенных пород образовались провалы диаметром до 300 м (*Снитко и др., 2015*).

**Предлагаемые особо охраняемые природные территории**. На территории данного района нет существующих ООПТ. На наш взгляд, необходимо выделить проявления высокоминерализованных вод и грязей – ***Ларевские источники и озера***. Они расположены в нижнем течении р. Нижняя Еловка, на левом берегу, в 800 м от устья или в 2,5 км юго-восточнее д. Ларевки. Соленые источники распространены на участке, называемом местным населением «Марьевой поймой». Здесь на площади около 8 га развиты заболоченные солонцы, представленные черной вязкой грязью с выцветами соли на поверхности и с резким запахом сероводорода. Поверхность солонцов покрыта корочкой грязно-бурового цвета с трещинами усыхания. Выход источников представлен небольшими грифонами. Вода источников мутная со слабым запахом сероводорода горьковато-соленого вкуса. По химическому составу она относится к группе высокоминерализованных вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации.

К северо-западу от Ларевского источника находится группа соленых озер, питание которых осуществляется за счет разгрузки трещинно-карстовых вод гипсово-соляного карста и атмосферных осадков (*Геологические памятники ..., 2009*).

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. Основу промышленности района составляют лесозаготовительная и лесоперерабатывающая отрасли (*рис. 3.2.5*). Возможно, лесозаготовки, которые сопровождаются изменением поверхностного стока, инфильтрацией и т. д., влияют на активность карстовых процессов.

23 марта 1971 г. в районе Чусовского озера в рамках проекта по переброске северных рек с целью создания искусственного канала было проведено три подземных ядерных взрыва мощностью 45 килотонн на глубине 127 м. После взрыва сформировалось газопылевое облако высотой 1800 м. На месте взрыва образовалось озеро длиной 750 м, шириной 350 м и глубиной 12–14 м. Озеро не имеет притоков и не соединяется с речной сетью. Влияние взрывов на изменение гидрогеологических условий и активность карстового процесса, к сожалению, не изучалось.

**Рисунок 3.2.5** **Горение торфа на берегу р. Колвы в месте впадения р. Вишерки (фото *О. Кадебской*)**

## 3.3 Соликамский район преимущественно соляного и сульфатного карста

Площадь Соликамского карстового района – 7296 км$^2$. Восточная граница на севере совпадает с границей складчатого Урала, южнее она прослеживается по правобережью р. Глухой Вильвы и долине р. Усолки (*Горбунова и др., 1992*) (*рис. 3.3.1*). Район простирается от нижнего течения р. Низьвы на юг до междуречья Яйвы и Косьвы. С запада он ограничен меридиональными отрезками рек Колвы и Вишеры, а южнее – долиной Камского водохранилища. В административном отношении приурочен к территории Александровского муниципального округа, Добрянского, Красновишерского, Соликамского, Чердынского городских округов Пермского края и городского округа «Город Березники».

В геоморфологическом аспекте регион представляет собой обширную денудационную равнину, образованную многочисленными сводовыми структурами и разделяющими их депрессиями. Денудационная равнина расчленена довольно густой сетью мелких речных долин, балок и оврагов. Реки региона принадлежат в основном к бассейну р. Камы.

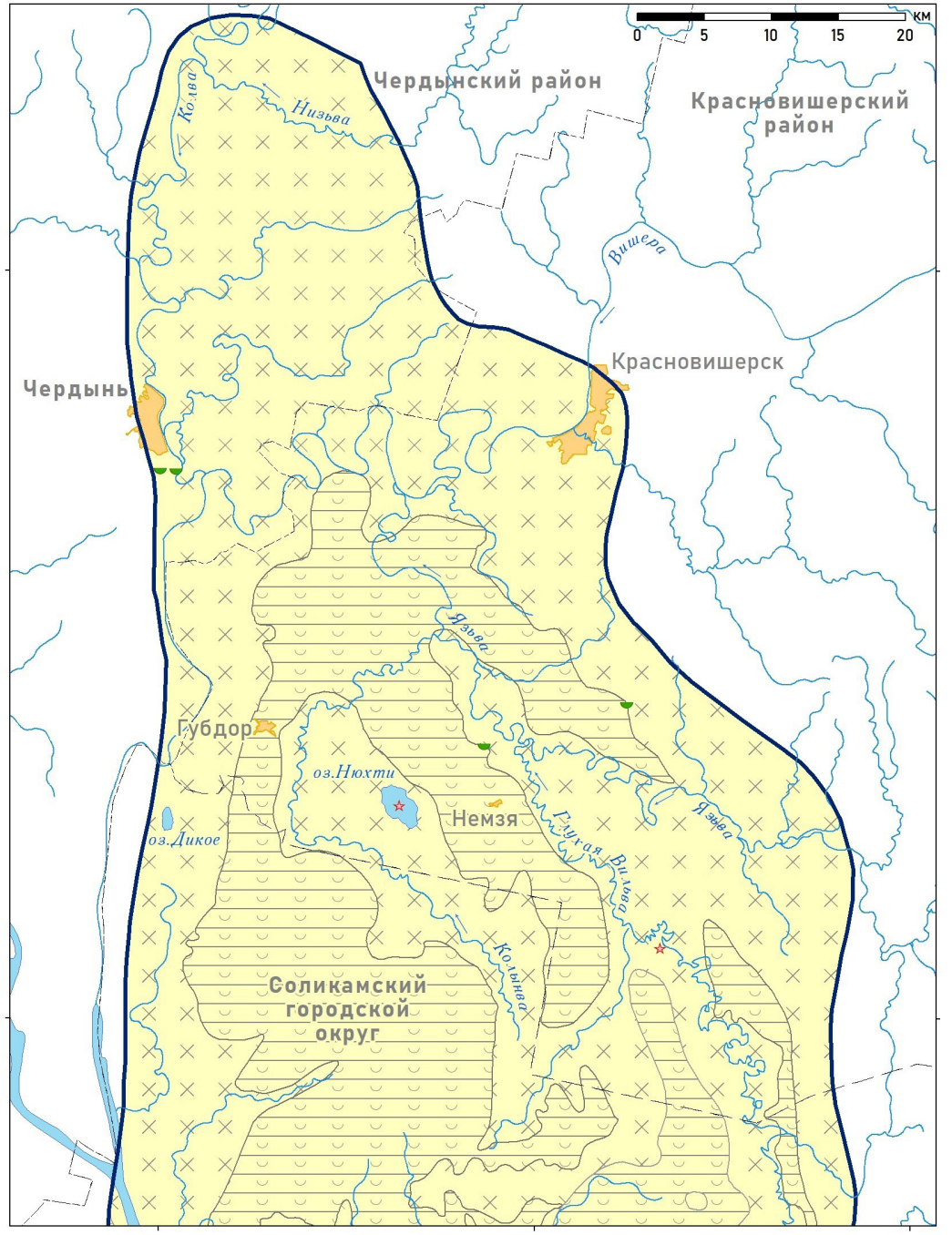
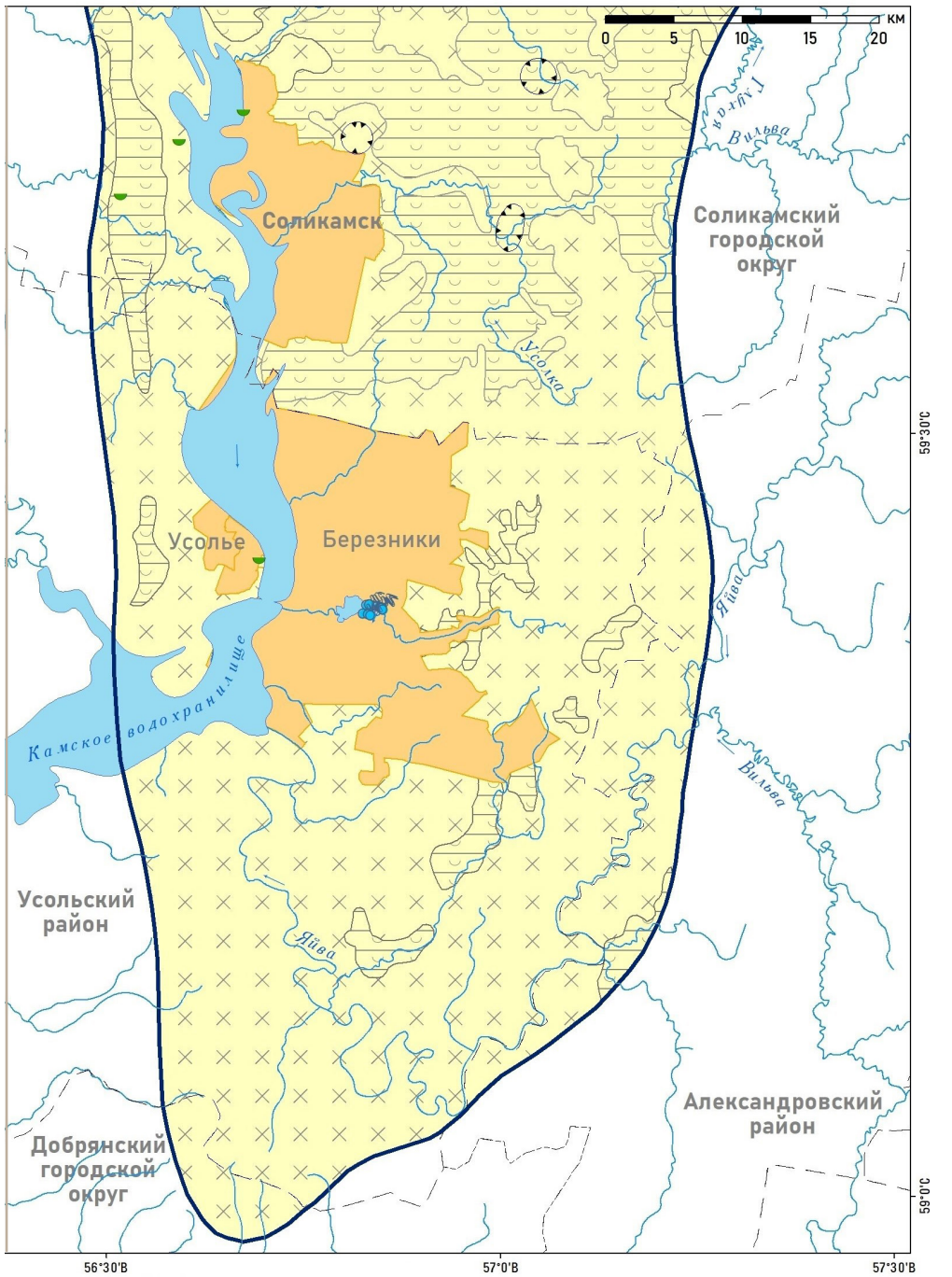



**Рисунок 3.3.1** Соликамский карстовый район




*Продолжение рисунка 3.3.1*

*Продолжение рисунка 3.3.1*

**Геологические условия развития карста**. Район приурочен к Соликамской депрессии, осложненной Березниковским и Уньвинским выступами (*рис. 3.3.2*).

С соляными породами депрессии связано Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей (ВМКМС). Соляная толща, имеющая форму линзы, представляет собой многопластовую залежь калийно-магниевых и натриевых солей, где снизу вверх сменяют друг друга подстилающая каменная соль, сильвинитовая и карналлитовая зоны и покрывающая каменная соль. Соляные отложения относятся к иренскому горизонту кунгурского яруса. Выше по разрезу с угловым несогласием залегают отложения соликамского (соляно-мергельная (СМТ) и терригенно-карбонатная толщи (ТКТ)) и шешминского (пестроцветная толща (ПЦТ)) горизонтов уфимского яруса. Строение месторождения нарушено субширотными разломами, ограничивающими с юга Дуринскую и Боровицкую впадины, которые врезаются в соляную залежь (*Чайковский, 2008*).

Подстилающая каменная соль делится на три пачки. Нижняя пачка сложена чередующимися пластами каменной соли и терригенно-хемогенных пород (глинисто-(мергельно)-ангидрито-доломитовыми, глинисто- (мергельно)-гипсово-ангидритовыми и доломито-ангидритовыми разностями, а также алевролитами и песчаниками). Средняя пачка представлена мощной однородной каменной солью с прослоями глинисто-ангидритового материала мощностью от 0,05 до 0,5 м. Верхняя пачка представлена каменной солью (*Кудряшов, 2013*).



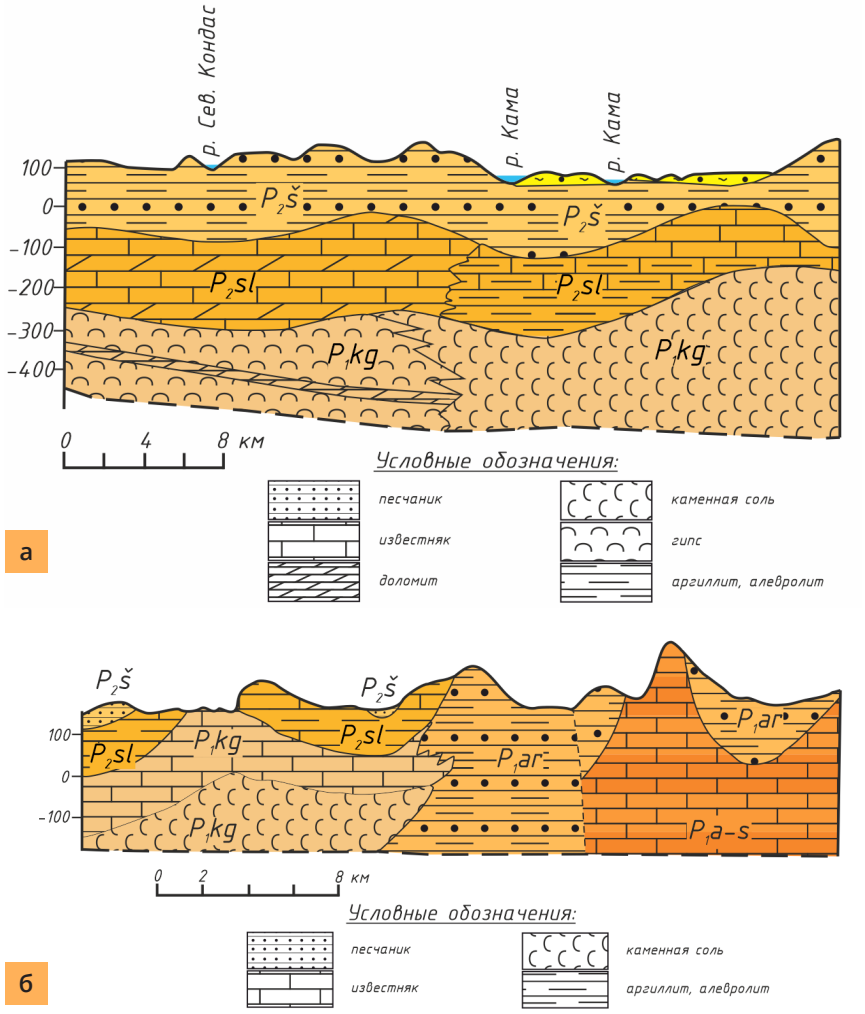



**Рисунок 3.3.2** **Геологические условия развития карста Соликамского района: *а* – западной части; *б* – восточной части** (*Горбунова и др., 1992*)

Покровная каменная соль (ПКС) распространена на преобладающей площади ВМКМС, но отсутствует на сводах некоторых поднятий.

Каменная соль серая и светло-серая, местами светло-желтая и бледно-розовая; в нижней части отмечается вкрапленность карналлита и сильвина. Порода имеет ярко выраженную слоистую текстуру, обусловленную чередованием прослоев различных структурных разновидностей галита и глинисто-ангидритового материала.

Соликамский горизонт выделен в объеме соликамской свиты, разделенной на две подсвиты.

Нижнесоликамская подсвита, венчающая разрез галогенной формации, представлена СМТ. Толща сложена мергелями, глинами, каменной солью и, в меньшей степени, известняками, с прослоями гипса, глинисто-гипсо-карбонатных слоев с желваками ангидрита. Слабопроницаемые слои: глины, гипсы, обусловливают общую низкую проницаемость толщи в вертикальном направлении (*Потапов, 2016*). Средний состав разреза толщи: мергели и глины – 65%, каменная соль – 30%, гипсы и ангидриты – 5% (*Кудряшов, 2013*). В глинисто-карбонатных породах СМТ часто встречаются пирит, углефицированные растительные остатки, фауна пелеципод. Разрез соликамской свиты надсолевой толщи на Половодовском участке (по скв. 704/1) и формы нахождения гипса показаны на рисунке 3.3.3.

Нижняя часть СМТ, содержащая пласты каменной соли, носит название переходной пачки. Поверхность, проходящая по кровле первого сверху слоя каменной соли, называется соляным зеркалом, формирование которого обусловлено процессами подземного выщелачивания и солеобразования. На сводах куполов развиты гипсово-глинистые шляпы (кепроки) с характерной толщиной 10–15 м, местами до 75 м. Они сложены брекчиевой глиной с линзами, пропластками и прожилками гипса, реже обломками мергеля и доломита. По вещественному составу брекчиевые породы подразделяются на глинисто-сульфатные (сульфатно-глинистые), глинисто-карбонатные и смешанные сульфатно-карбонатно-глинистые. Характерной особенностью гипсово-глинистых шляп является наличие в них пленок, включений, линзочек и прослойков красного, красновато-оранжевого и оранжево-желтого вещества, представляющего остаток растворенных калийно-магниевых солей. Общая мощность толщи составляет в среднем около 100 м (*Горбунова и др., 1992; Калинина, Чайковский, 2014; Потапов, 2016; Чайковский, Калинина, 2016*).

*Прим. к рисунку 3.3.3:*
*а* – **раковины двустворок;** *б-е* – **желваки гипса** (*б* – **в секущих трещинах;** *в* – **в составе цемента брекчии;** *г-д* – **прослои;** *е* – **массивный прослой гипса);** *ж* – **прослой гипса с «теневым» шевронным строением;** *з, и* – **псевдоморфозы по «лодочкам» галита**



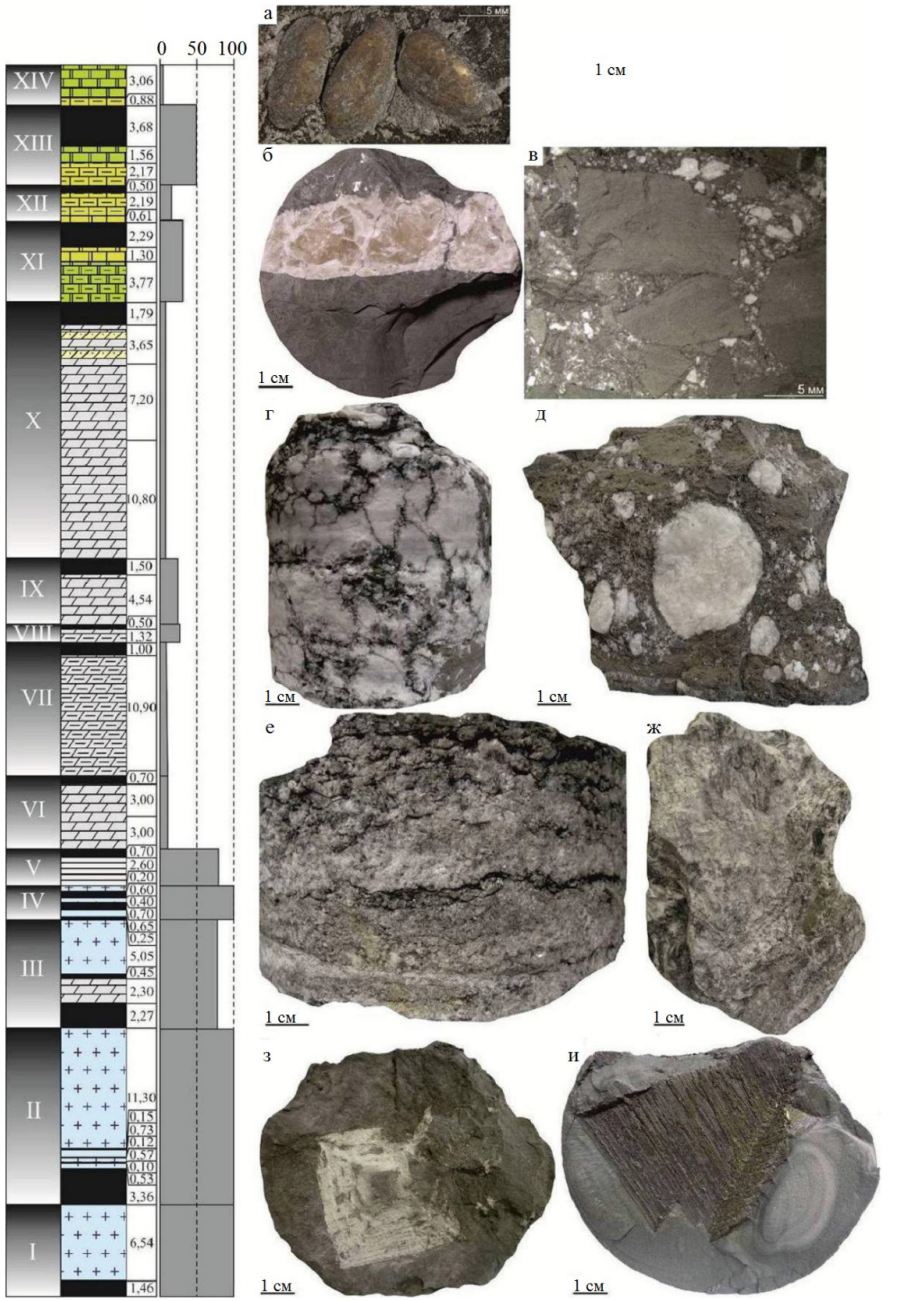



**Рисунок 3.3.3** **Литологический разрез соликамской свиты надсолевой толщи ВМКМС по скв. 704/1 (Половодовский участок) (*Калинина, 2015*)**

Схожие образования зафиксированы в одном из бортов Дуринского прогиба. Часть исследователей связывает их формирование с карстом, провоцируемым приразломной трещиноватостью, но в результате исследования керна одной из скважин выяснилось, что главная роль принадлежит не карстовым процессам, а тектоническому фактору (*Калинина, Чайковский, 2014*).

Гипсово-глинистые шляпы являются примерами литологического преобразования карстового субстрата – гипергенного замещения его карстующейся части слабо- или нерастворимыми образованиями, которое происходит в результате продолжительной карстификации. Степень вещественной трансформации может достигать 10–30% и более (*Andrejczuk, 2007*).

В сводовых частях и на крыльях соляных куполов за счет неполного растворения карналлита пластов карналлитовой пачки формируются сильвинитовые шляпы (*рис. 3.3.4*). При отсутствии ПКС непосредственно над ними залегают породы СМТ, нижняя часть которой обычно обогащена гипсом и представляет собой гипсовую шляпу (*Кудряшов, 2013*).



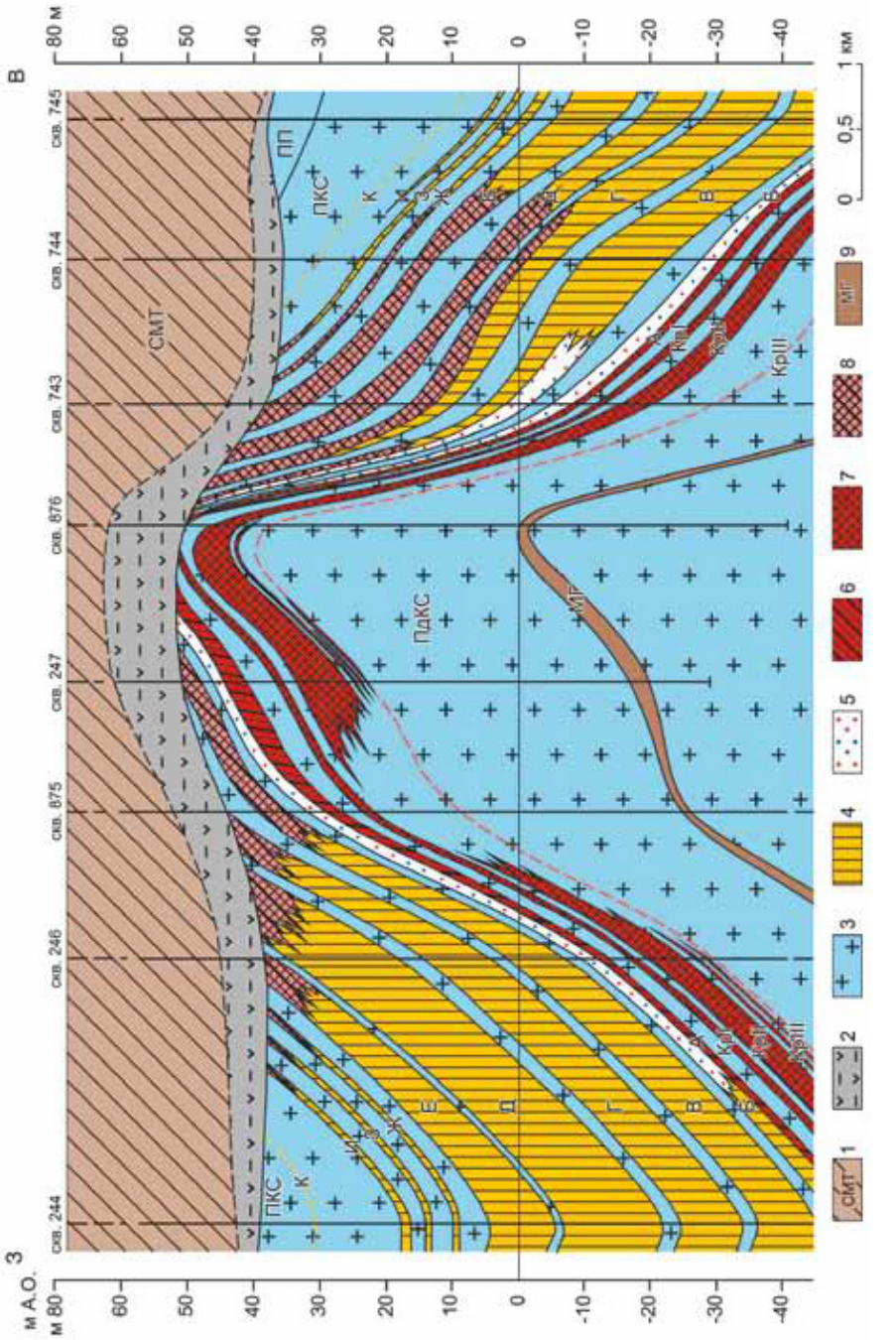



**Рисунок 3.3.4** (с. 83)
**Геологический разрез верхней части соляной толщи на Харюшинском поднятии** (*Кудряшов, 2013*)
**1 – породы соляно-мергельной толщи; 2 – породы гипсово-глинистой шляпы; 3 –каменная соль;**
**4 –карналлитовая порода; 5 – сильвинит пестрый; 6 – сильвинит полосчатый; 7 – сильвинит красный;**
**8 – сильвинит гипергенный; 9 – глинистые отложения**

Верхнесоликамская подсвита представлена ТКТ. В составе толщи присутствуют известняки, доломиты, тонкослоистые мергели, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники и известняки. Все породы ТКТ в той или иной степени трещиноваты. Мощность толщи составляет в среднем 80 м.

Выше залегает шешминская свита, представленная ПЦТ. Толща сложена песчаниками и алевролитами бурыми, зеленовато-серыми и серыми, иногда с маломощными пропластками мергелей и известняков. Средняя мощность отложений составляет 25 м. В пределах отдельных участков ПЦТ отсутствует. Наблюдается загипсованность в виде линзовидных прослоев, согласных и секущих прожилков гипса. В пределах месторождения мощность шешминского горизонта изменяется от 0 до 675 м. Максимальные мощности приурочены к Дуринской площади месторождения (*Кудряшов, 2013*).

Отложения четвертичной системы представлены глинами, суглинками, супесями, песками, галечниками, а также торфяноболотными отложениями. По генезису отложения относятся к элювиально-делювиальным, эоловым, флювиогляциальным, озерно-болотным, аллювиальным и техногенным (*Горбунова и др., 1992*).

**Гидрогеологические условия**. Соляная залежь играет роль водоупора, разделяющего надсолевые и подсолевые воды. Воды подсолевого комплекса представляют собой высокоминерализованные рассолы. Надсолевые воды относятся как к пресным, так и к минерализованным. Надсолевая толща содержит несколько водоносных комплексов. Четвертичный водоносный комплекс приурочен к аллювиальным, озерным, флювиогляциальным, элювиально-делювиальным отложениям. Это ненапорные грунтовые воды (*Горбунова и др., 1992*).

В отложениях ТКТ сосредоточены основные запасы пресных подземных вод региона. Водовмещающими породами являются известняки, мергели, песчаники. Водоупорами – глины и глинистые алевролиты. Водоносный комплекс ТКТ в Соликамском карстовом районе имеет мощность до 100–135 м. В комплексе различают два типа подземных вод: трещинно-грунтовые, обычно безнапорные, которые движутся от водоразделов к долинам-дренам и находятся выше местного базиса дренирования; трещинно-пластовые, движение которых от области питания подчинено общему направлению падения слоев на запад к оси Камского прогиба.

Трещинно-пластовые воды района являются напорными, о чем свидетельствует наличие восходящих родников, самоизливы из скважин. Подземные воды ТКТ в естественных условиях имеют гидрокарбонатно- кальциевый состав и общую минерализацию от 0,2 до 0,5 г/дм$^3$. Дебиты родников достигают 20 л/с.



Водоносный комплекс СМТ (верхнесоликамский и нижнесоликамский водоносные горизонты) расположен в трещиноватых мергелях, где водоупорами являются глинистые прослои. Основным базисом дренирования региона является долина р. Камы, в которую осуществляется разгрузка напорных подземных вод горизонта.

Естественный химический состав и минерализация вод водоносного комплекса СМТ очень разнообразны. В местах выхода отложений СМТ на поверхность распространены пресные подземные воды. Отложения нижнесоликамского горизонта СМТ, перекрытые верхнесоликамскими породами, находятся ниже зоны дренирования и содержат солоноватые подземные воды. Выщелачивание присутствующих в разрезе СМТ загипсованных глин обусловливает наличие солоноватых сульфатно-кальциевых вод. Участки, где загипсованные глины залегают неглубоко, сульфатные воды появляются на малых глубинах.

Водоносный горизонт средних-нижних слоев СМТ залегает на глубине 200–240 м, циркулирует вблизи соляного зеркала и имеет минерализацию 120–300 г/дм$^3$.

Коллекторские свойства горизонтов надсолевого водоносного комплекса обусловлены преимущественно трещиноватостью и кавернозностью, сформированными в процессе гипергенеза пород. Основными поверхностями, отражающими глубину разновременных гипергенных преобразований пород и, как следствие, их гидрогеологическую стратификацию, являются соляное и гипсовое зеркала. Соляное зеркало не представляет собой стратиграфической поверхности, но служит границей между водоупорными соленосными и водоносными надсолевыми породами. Гипсовое зеркало, располагающееся на большей части территории в нижней части ТКТ, выделяется по первым от поверхности прослоям и включениям гипса и отделяет зону активного водообмена с пресными и слабосолоноватыми водами от зоны затрудненного водообмена с солеными водами и рассолами до 100–150 г/дм$^3$. Сульфатоносные породы в верхних слоях повсеместно затронуты процессами сульфатного выщелачивания. Блоки слаботрещиноватых и некавернозных гипсоносных пород, расположенных ниже гипсового зеркала, относятся к относительно водоупорным. На территории ВМКМС поверхности соляного и гипсового зеркал разобщены по глубине надсолевого разреза на десятки метров (*Потапов, 2016*).

Скопления высокоминерализованных рассолов встречаются не только на контакте с солями, но и несколько выше (первые десятки метров), в пластах и слоях закарстованных гипсов СМТ. В этих случаях рассоловмещающие породы обычно представлены двумя-тремя (редко более) тонкими сближенными слоями (*Кудряшов, 2013*).

По данным *И. И. Чайковского* (*2018*), на Южно-Соликамском участке ВМКМС в 2017 г. была вскрыта зона выщелачивания, в которой пласт соли замещен кавернозной гипс-сингенит-галитовой породой с необычными рассолами: сверхкрепкими (354,68–375,12 г/дм$^3$), хлоридного калиево-натриевого состава (*Na* 97,18–105,50; *K* 47,65–53,00; *Mg* 0,48–1,26; *Ca* 1,09–1,61; *Cl* 199,51–211,12; $SO_4$ 4,18–4,76; *Br* 0,21–0,34; $HCO_3$ 0–0,12; $CO_3$ 0–0,07 г/дм$^3$), *pH* 6,0–7,1. Встреченные рассолы сопоставимы с водами, контактирующими с каменной солью (рассольный горизонт), поэтому можно предполагать их поступление с поверхности соляной толщи и их палеокарстовую природу. Источником сульфат-ионов, скорее всего, служили сульфатные породы.

**Карстовые явления**. Соликамский карстовый район отличается от остальных районов своеобразием условий карстообразования и типов карста. Здесь развит соляной, сульфатно-соляной карст. Карстующиеся породы залегают под толщей некарстующихся коренных пород и четвертичных отложений. Активизация карста и суффозионные процессы происходят, в основном, в результате инженерно-технической деятельности человека (*Горбунова и др., 1992*).

В районе выделяется несколько типов карста: природный, возникший благодаря наличию основных условий развития карста; техногенный, вызванный инженерно-хозяйственной деятельностью человека; смешанный, развивающийся под влиянием одного или двух искусственных условий карстообразования (*Бельтюков, 1978*).

Современный и древний соляной и, в меньшей степени, сульфатный карст проявляются на поверхности при образовании мульд проседания, расширенных участков долин с большой мощностью аллювиальных, аллювиально-озерных и, местами, флювиогляциальных отложений, озерных котловин (*Горбунова и др., 1992*).

На территории ВМКМС выделяется две зоны гипергенного карста. Зоны локального карстообразования располагаются на сводах положительных структур, однако развитие карста наблюдается в основном на структурах, поверхности которых сопряжены с водотоками. Зоны сплошного развития карста расположены на участке с общим высоким залеганием соляных пород, исключая районы, где соляное зеркало понижается. На поверхности хорошо развита гидрографическая сеть, местность обводнена и заболочена.



Гипергенный карст является причиной появления участков первого типа локальной изменчивости минерального состава продуктивной толщи. Метеорные воды, вступая в контакт с соляными породами, преобразуют их. Анализ литологических карт в местах проявления карста показал, что для этой локальной изменчивости характерна зональность: карналлитовые породы → сильвиниты → каменная соль → породы гипсово-глинистых шляп (*Кудряшов, 2013*).

Наиболее обширные карстовые впадины с поперечником до 10–15 км расположены в северной части Соликамской депрессии у населенных пунктов Кузнецово, Губдор, Немзя (*Дорофеев, Лукин, 1969*).

Плоские днища впадин заболочены. По ним текут реки Вишера, Колынва, Глухая Вильва. Среди болот встречаются многочисленные мелководные озера, наиболее крупные из которых – Нюхти (5,5 км$^2$) (*рис. 3.3.5*) и Дикое (1,5 км$^2$). Разделяющие возвышенности субмеридионального простирания поднимаются на 50–70 м над днищами впадин.

**Рисунок 3.3.5** **Мелководное оз. Нюхти, находящееся в днище карстовой впадины (фото** *Н. Максимовича*)

Образование отрицательных форм рельефа связано в основном с растворением каменных и калийно-магниевых солей при значительно меньшей роли гипса и ангидрита. Поверхностные проявления сульфатного карста в чистом виде редко встречаются на территории района. В долине р. Язьвы на поверхность выходят отложения кошелевской свиты. В ее основании находится пачка ангидритов с гнездами и прослоями гипсов и загипсованных глин мощностью до 14 м (*Водолазская и др., 2015*). Севернее с. Верх-Язьва выходы этой пачки образуют цепь карстовых воронок диаметром до 60 м. Часть из них заполнена водой (*рис. 3.3.6*).

**Рисунок 3.3.6** **Карстовые озера севернее с. Верх-Язьва (фото *Н. Максимовича*)**

Интенсивное растворение солей в пределах антиклиналей привело к уничтожению мощных толщ каменных и калийно-магниевых солей. При этом обширные мульды оседания образовались вдоль антиклиналей. Мощные толщи галечников и рыхлых песчано-глинистых отложений свидетельствуют о том, что в формировании и заполнении мульд принимали участие речные и флювиогляциальные потоки.

В результате интенсивного развития карста и других экзогенных процессов тектоническое строение нашло здесь не прямое, как в других районах Предуралья, а обратное отражение в рельефе земной поверхности. Небольшая минерализация озерных и речных вод указывает на снижение интенсивности карста в современную эпоху.

В районе пос. Новая Зырянка, по данным исследований, проведенных Горным институтом УрО РАН (*1999*), АО «Геокарта» (*1999*) и АО «Галургия» (*2000*), в результате карстовых и суффозионных процессов сформировались 50 провалов и 14 траншеевидных понижений земной поверхности суммарной длиной около 1500 м (*рис. 3.3.7; 3.3.8*). Возможно, эти явления связаны с разработкой ВМКМС.

**Рисунок 3.3.7** **Воронка и образование трещин в пос. Новая Зырянка, 1999 г. (*Максимович, Пьянков, 2012*)**

**Рисунок 3.3.8** **Линейная зона проседания на северо-западной окраине пос. Новая Зырянка, 2007 г. (Фото *Н. Максимовича*)**

**Пещер** в сульфатных отложениях района до настоящего времени не встречено.

**Существующие особо охраняемые природные территории.** В пределах Соликамского карстового района существует одна ООПТ регионального значения, связанная с проявлением карста – ***охраняемый ландшафт Нижневишерский*** площадью 44685 га. Он располагается в Красновишерском городском округе, предложен к охране в 1994 г. Геоморфологический облик ООПТ тесно связан с проявлением древнего соляного и сульфатного карста – формированием крупнейших мульд оседания и оз. Нюхти.

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. ***Влияние разработки Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей на активизацию сульфатного карста***. ВМКМС – одно из крупнейших в мире месторождений калийных солей, где ведется добыча сильвинитов, карналлитовой породы и рассолов. Геологические запасы месторождения оцениваются по карналлитовой породе в 96 млрд т, по сильвинитам – 113 млрд т, по каменной соли – 4,7 трлн т. Соляная толща месторождения, имеющая форму линзы, площадью около 8,2 тыс. км$^2$, прослеживается в меридиональном направлении на 206 км, в широтном – до 56 км (*Кудряшов, 2013*). В надсолевой толще, как было указано выше, распространены сульфатные породы.

Резкое изменение гидрогеологического и геохимического режимов при строительстве и эксплуатации калийных шахт могло вызвать растворение гипсов, а затем солей и последующий прорыв подземных вод (*Осипов и др., 2014*). В ряде случаев это приводит к затоплению рудников (*Барях и др., 2013; 2016*) и образованию провалов (*рис. 3.3.9*).

В сульфатных породах в той или иной степени могут развиваться техногенные карстовые процессы.

***Влияние отходов калийной промышленности***. В процессе разработки месторождения на поверхности складируются значительные объёмы вмещающих пород и отходы калийного производства разного фазового состава. До 70% всей добытой руды поступает в шламохранилища, солеотвалы и рассолосборники. Твёрдые галитовые отходы поступают в солеотвалы, в их составе содержание хлорида натрия составляет более 90%. Глинистый материал, вещество нерастворимого остатка в виде глинисто-солевого шлама и избыточные рассолы поступают в шламохранилище. Глинисто-солевые шламы состоят из водорастворимых солей и нерастворимого глинистого осадка. Атмосферные осадки и рассолы фильтруются сквозь солеотвалы и шламохранилища, формируют техногенные хлоридно-натриевые фильтрационные стоки с минерализацией до 300 г/дм$^3$ и нейтральным *pH*. Фильтрационные стоки с отвалов и шламохранилищ поступают в подземные воды, определяя трансформацию химического состава приповерхностной гидросферы на значительной территории: смену гидрокарбонатно-кальциевого типа поверхностных и подземных вод на хлоридно-натриевый (*рис. 3.3.10*; *Максимович, Хайрулина, 2012*).

**Рисунок 3.3.9** **Провалы, образовавшиеся вследствие затопления рудников Вернекамского месторождения калийно-магниевых солей**
***а*** **– провал на территории БКПРУ-1 на 22 августа 2007 г. (фото *А. Старкова*); б – провал в лесном массиве, 27 июля, 1986 г. (фото *Н. Максимовича*)**

**Рисунок 3.3.10** **Солеотвал и рассолосборник на территории ВМКМС (фото *Н. Максимовича*)**

Влияние отходов калийной промышленности приводит к физико-химическому преобразованию пустотного пространства пород, что может вызвать своеобразный карстовый процесс.

Хлоридно-натриевые подземные воды обладают большей растворяющей способностью по отношению к гипсу (*см. главу 1*), что приводит к возрастанию пористости и проницаемости трещиноватых водовмещающих пород, изменению скорости миграции солей (*Лю, 2012*).

Моделирование изменения фильтрационных параметров загипсованных пород при фильтрации хлоридно-натриевых рассолов в районе одного из отвалов, выполненное *Ю. Лю* и *А. В. Леховым*, позволило оценить возможность развития техногенного сульфатного карста (*рис. 3.3.11*). Зона загипсованности является прямым следствием деградации соляной залежи вследствие растворения подземными водами. Каменная соль практически всегда содержат ангидрит в количестве 0,5–3,5 вес. % (в среднем 1,7%); при совместном растворении сульфат кальция мигрирует с рассолами и осаждается при изменении термодинамических условий и изменении солености раствора.

На территории ВМКМС в трещинах пород выделяются зоны вторичных минералов: гидроокисей железа и марганца, кальцита, галита, гипса. В верхней части – слой почти чистого гипса мощностью 1–2 м, ниже также встречаются прослои или линзы гипса (*Лю, Лехов, 2012*).



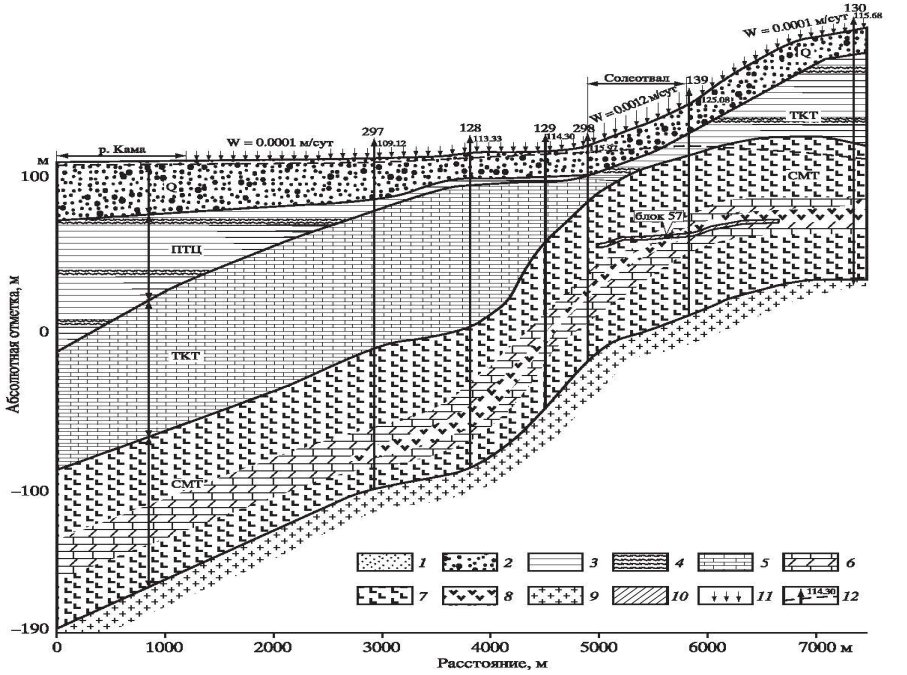



**Рисунок 3.3.11** **Гидрогеологический разрез в районе солеотвала (*Лю, Лехов, 2012*)**
***1* – песок; *2* – галька и гравий;**
***3* – аргиллит; *4* – алевролит; *5* – известняк; *6* – мергель;**
***7* – глина мергелистая; *8* – гипс; *9* – каменная соль;**
***10* – контрольный слой; *11* – инфильтрация;**
***12* – скважина и уровень подземных вод**

Длительная фильтрация хлоридно-натриевых рассолов в породах, имеющих растворимый заполнитель трещин (гипс, кальцит), приводит к изменению их пористости и проницаемости. По данным моделирования зона загипсованных пород мощностью 4–8 м над гипсовым зеркалом полностью лишается гипса. На поверхности гипсового слоя может сформироваться узкая зона сильного повышения пористости и проницаемости с 0,03 до 50 м/сут. Влияние переменной плотности подземных вод за счет поступления рассола приводит к опусканию нижней границы рассолов, фильтрующихся сверху, и к интенсификации процесса растворения гипса на кровле гипсового зеркала на 10–20%.

Наибольшим преобразованиям подвергается зона загипсованных пород, располагающихся над гипсовым зеркалом, и кровля самого гипсового зеркала в окрестности

солеотвала. Это приводит к ускорению миграции соленых вод в направлении основной дрены р. Камы (*Лю, 2012*).

***Влияние межпластовых перетоков***. Активизация сульфатного карста возможна за счет межпластовых перетоков в пресноводную зону и изливов на поверхность высокоминерализованных подземных вод из надсолевой толщи по стволам многочисленных скважин (структурных, гидрогеологических, разведочных и др.). За историю разведки и освоения месторождения количество таких скважин достигло десятков тысяч, документация по многим из них, в том числе информация об их расположении, утрачена.

Оценка возможности таких перетоков и изливов проводилась на основе результатов анализа гидродинамических и гидрохимических условий и опробования родников района Нижнезырянского водохранилища, расположенного в центральной части ВМКМС (*рис. 3.3.12*; *Максимович, Первова, 2012*). Оно было создано в 50-х годах прошлого века на р. Зырянке для водоснабжения окружающих предприятий и регулирования стока реки.

Опробование родников в береговой зоне водохранилища показало, что по химическому составу здесь выделяются три группы родников. Воды первой группы – пресные с минерализацией до 0,3 г/дм$^3$ – разгружаются из терригенно-карбонатной толщи; второй группы – солоноватые с минерализацией до 3 г/дм$^3$ – разгружаются из верхнесоликамского водоносного горизонта; третьей, наиболее многочисленной группы – соленые с минерализацией до 30 г/дм$^3$ – разгружаются из нижнесоликамского водоносного горизонта.

На левом берегу Нижнезырянского водохранилища в 100 м от родников, по архивным данным, существовала скважина (*рис. 3.3.13*). Здесь у ручьев, вытекающих из родников, нет выраженных каналов стока, а наблюдается площадная разгрузка подземных вод (*Максимович, Первова, 2012*), т. е. перетоки по скважине начались сравнительно недавно.

Сравнение данных батиметрических съемок 2007 и 2020 годов показало, что на дне водохранилища за это время появился очаг деформации рельефа с максимальными глубинами 4,5 м.

Наибольшее количество родников третьей группы имеют явно техногенное происхождение и находятся в хвостовой части водохранилища (*рис. 3.3.15*). Здесь также расположены старые скважины. Привлекает внимание высокое содержание сульфатов до 0,7 г/дм$^3$ и кальция до 0,5 г/дм$^3$ по сравнению с другими родниками, что связано с растворением сульфатных пород надсолевой толщи. Отметим также, что за последние 12 лет минерализация родников, связанных с перетоками вод из глубоких горизонтов, увеличилась в два с лишним раза, в том числе за счет сульфатов и кальция. Здесь сформировались участки с галофитной растительностью, в составе которой присутствуют такие виды, как торичник солончаковый (*Spergularia salina*), лебеда отклоненная (*Atriplex patens*), бескильница расставленная (*Puccinellia distans*), триостренник приморский (*Triglochin maritimum*), латук татарский (*Lactuca tatarica*), подорожник топяной (*Plantago uliginosa*) и др.



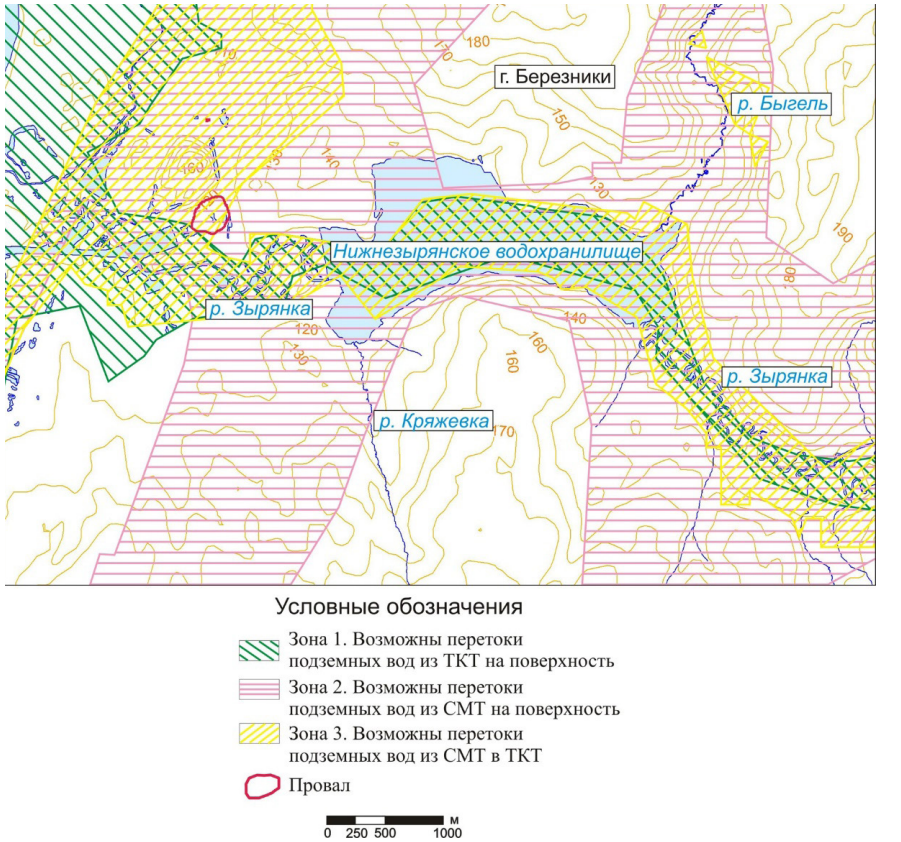



**Рисунок 3.3.12** **Зоны возможных перетоков и изливов подземных вод в районе г. Березники** (*Максимович, Первова, 2012*)

В районе скважины локализуется зона, где суммарные оседания земной поверхности достигали 800 мм (*рис. 3.3.14*).

Данные по химическому составу вод позволяют говорить о проявлении здесь сульфатного и соляного карста (*Максимович, Первова, 2012*).

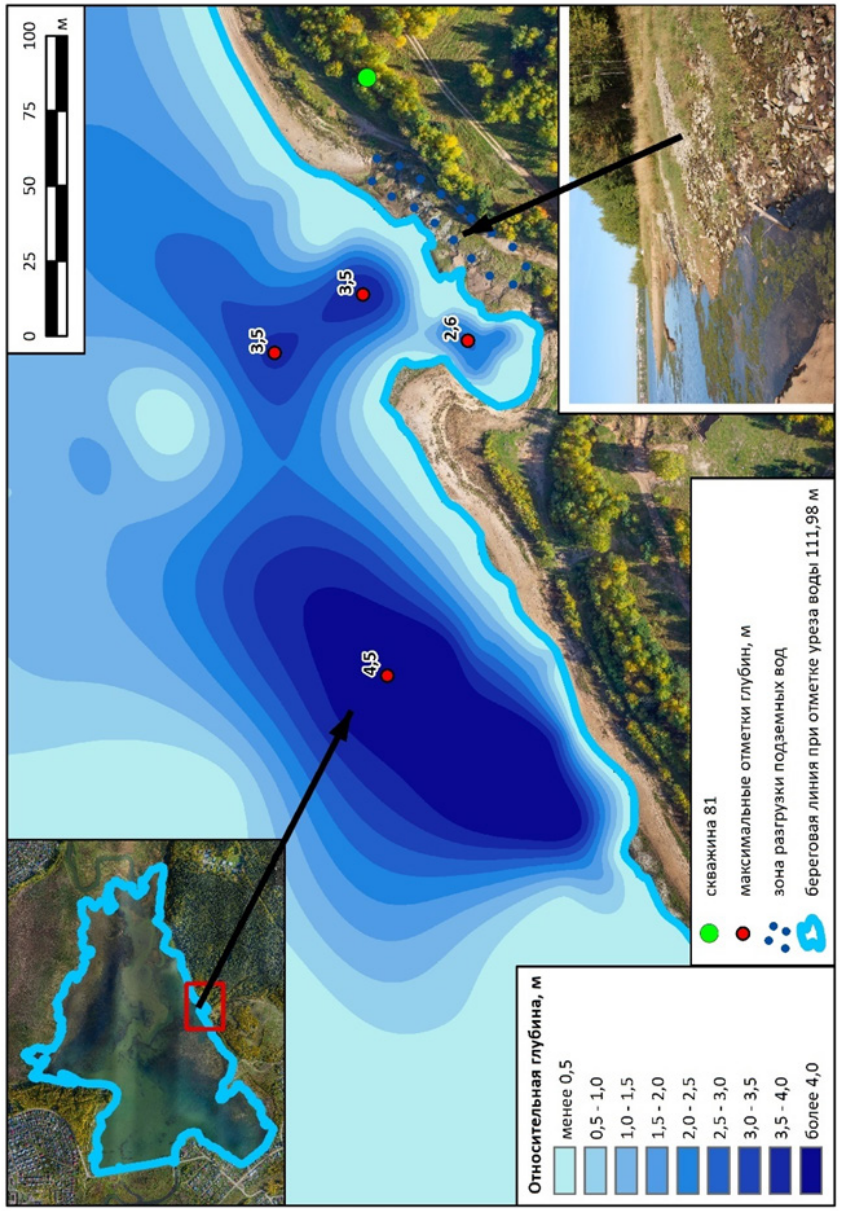



**Рисунок 3.3.13** Формирование деформаций на дне Нижнезырянского водохранилища в районе изливов минерализованных подземных вод из глубоких горизонтов



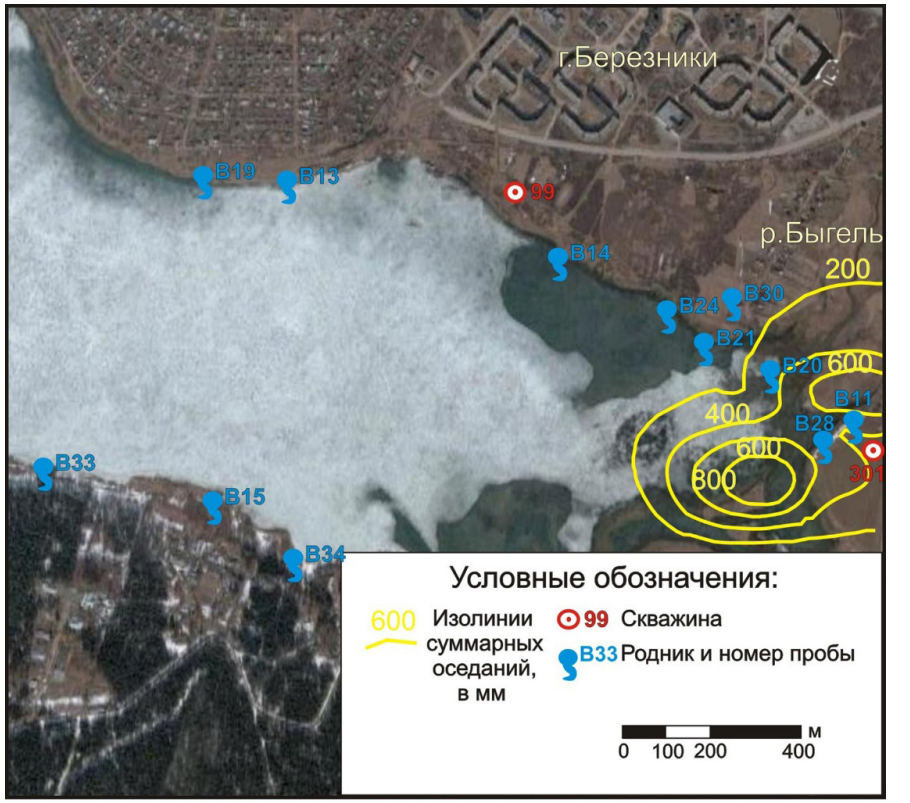



**Рисунок 3.3.14** Оседание земной поверхности в зоне интенсивной разгрузки высокоминерализованных вод в районе скважины (*Максимович, Первова, 2012*)

**Рисунок 3.3.15** Зона интенсивной разгрузки соленых подземных вод с высоким содержанием сульфатов в хвостовой части Нижнезырянского водохранилища (фото *Н. Максимовича*)

**Рисунок 3.3.16** Степень насыщенности и насыщенность подземных вод по отношению к гипсу (*Осипов и др., 2014*)

*1–12* – литологическая характеристика пород (*1* – песок, *2* – суглинок, *3* – песчаник, *4* – алевролит, *5* – аргиллит, *6* – глина брекчированная, известковистая, *7* – глина брекчированная, доломитистая, *8* – мергель, *9* – известняк, *10* – ангидрит, *11* – гипс, *12* – каменная соль); *13–19* – состав минерального заполнения трещин горных пород (*13* – гидроксиды железа и марганца совместно с кальцитом, *14* – кальцит, *15* – отсутствие минерального заполнителя в открытых трещинах, *16* – волокнистый гипс, *17* – халцедон совместно с мелкокристаллическим гипсом, *18* – бесцветный галит, *19* – розовый галит совместно с халцедоном и мелкокристаллическим гипсом); *20–21* – границы (*20* – литолого-стратиграфические, *21* – поверхности раздела между зонами с разным составом минерального заполнителя трещин); *22* – интервал проведения гидрогеологического опыта (первая цифра – степень насыщенности по программе SOLMINEQ.88, цифра в скобках насыщенность, мг/дм³; плюс – вода пересыщена, минус – не насыщена)

***Гидротехническое строительство***. Постановление СНК СССР и ЦК ВКП(б) от 10 августа 1937 г. № 1339 «О строительстве Куйбышевского гидроузла на р. Волге и гидроузлов на р. Каме» предусматривало изыскания и строительство Верхнекамской (Соликамской) ГЭС на р. Каме у г. Соликамска и создание водохранилища для регулирования стока рек верхней Камы, Вишеры и Колвы с учетом возможности в будущем сброса вод р. Печоры в бассейн Камы и Волги. Для решения Камо-Печорской проблемы должны были соорудить три гидроузла — Соликамский, Верхне-Вычегодский и Верхне-Печорский, образующие водохранилище объемом 140 млрд м³ и площадью в 16000 км² (*Лавинская, Хлевнюк, 2008*).

11 сентября 1940 г. вышло постановление СНК СССР «Об организации Главного управления гидротехнического строительства НКВД СССР», в котором принято решение о временной консервации Соликамского гидроузла. В итоге он так и не был построен, однако при проектировании были детально изучены условия возможности сохранения хорошо растворимых горных пород при фильтрации под плотиной (*Осипов и др., 2014*). Основание проектируемого створа сложено гипсоносными и соленосными породами (*рис. 3.3.16*).

Воды первого водоносного горизонта, в основном, не насыщены по отношению к гипсу. Во втором водоносном горизонте подземные воды пересыщены по отношению к гипсу. Подземные воды обоих водоносных горизонтов неравновесны с галитом. В разрезе существуют резкие гидрогеохимические границы раздела между ненасыщенными и насыщенными подземными водами по отношению к основным гидрогенным минералам (кальцит, доломит,

гипс, галит). Как показывает мировая практика (*Milanović et al, 2019*), при наличии в основании плотин эвапоритов требуются серьезные противофильтрационные мероприятия, что приводит к существенному удорожанию строительства, а в ряде случаев – к авариям и даже катастрофам.

## 3.4 Полазненский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста

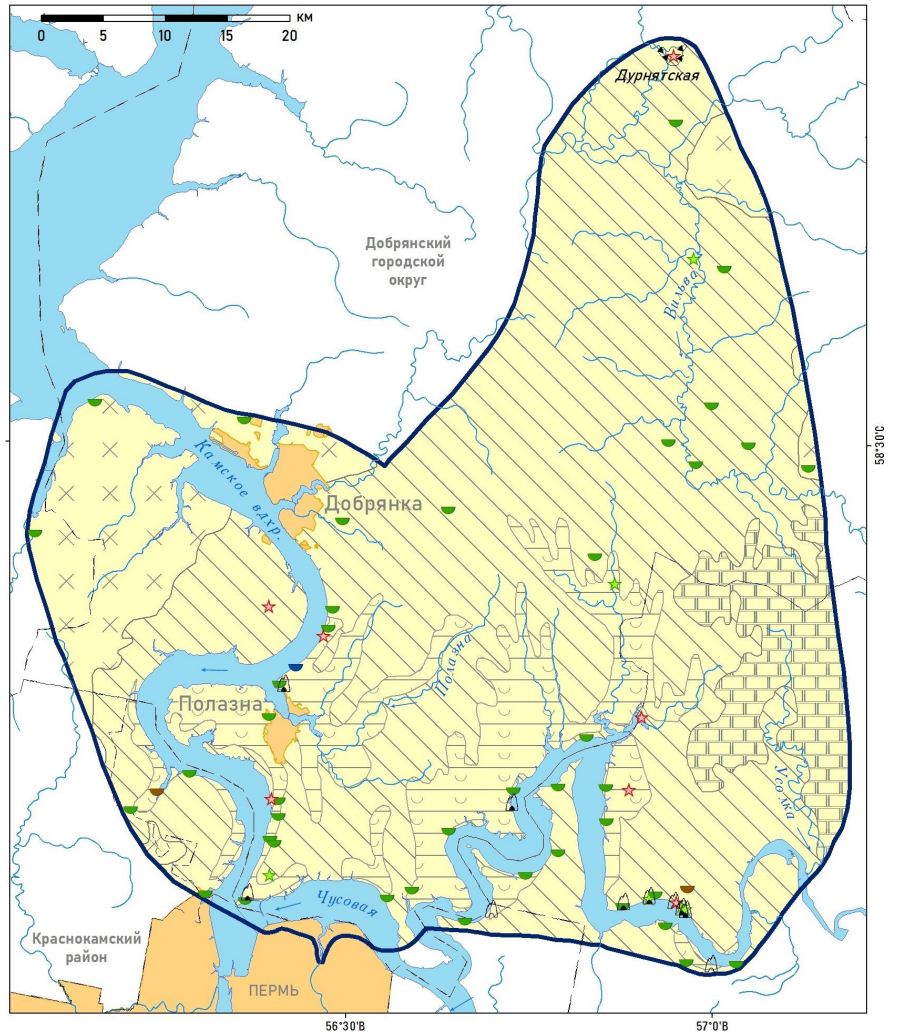



**Рисунок 3.4.1** Полазненский карстовый район



**Литология**
- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**
- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**
- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**
- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**
- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.4.1*

Район занимает центральную часть Пермского края и имеет площадь 3102 км$^2$. С запада он захватывает часть правого берега Камского водохранилища, с юга ограничен долиной р. Чусовой, с севера и востока – бассейнами Добрянки, Вильвы и Усолки. Северо-западная граница проходит по контакту закарстованных соликамских пород с шешминскими, северная и восточная – имеют сложные очертания и определяются литологией пород. В административном отношении район располагается в Добрянском, Ильинском, Краснокамском, Чусовском городских округах, Пермском муниципальном районе Пермского края и на территории городского округа «Город Пермь». На востоке, в долинах правых притоков Вильвы и Усолки, сульфатные и карбонатные породы замещаются терригенными (*рис. 3.4.1*; *Горбунова и др., 1992*).

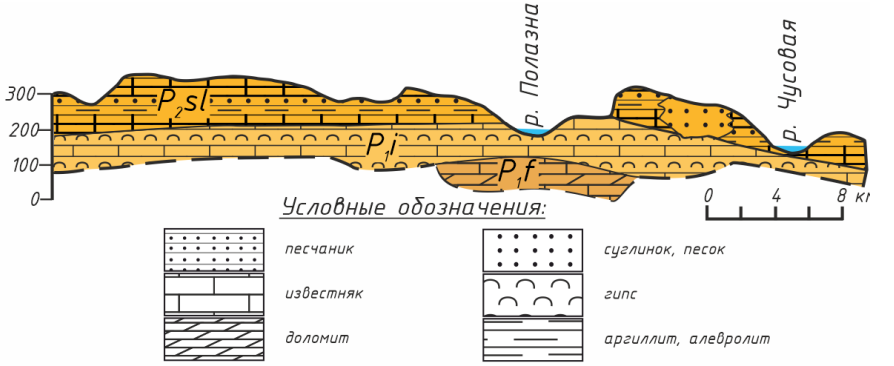



**Рисунок 3.4.2** Геологические условия развития карста Полазненского района (*Горбунова и др., 1992*)

***Геологические условия развития карста.*** Район приурочен к Косьвинско-Чусовской седловине, занимающей часть платформы, и прослеживается на восток в направлении Предуральского прогиба. Седловина осложнена Межевской, Ольховской и Каменноложской валообразными зонами. Зона активного водообмена и карстообразования слагается породами кунгурского яруса, неогеновой и четвертичной систем (*рис. 3.4.2*). Кунгурский ярус разделен на филипповский и иренский горизонты.

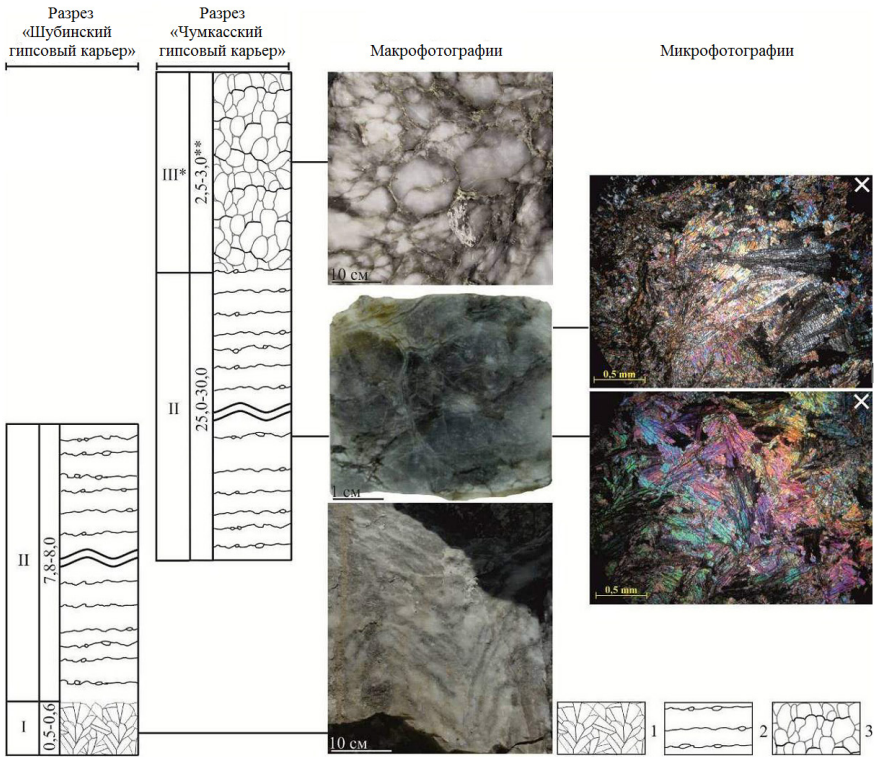



**Рисунок 3.4.3** **Литологический разрез лунежской пачки** (*Калинина, 2015*)
**Сульфаты: 1 – с реликтовым шевронным строением; 2 – массивные, 3 – желваковые**

В иренском горизонте выделяют 7 пачек. Верхняя – лунежская – пачка сложена гипсом тонкозернистым, местами глинистым с включениями крупных кристаллов прозрачного гипса. В нижней части ее залегают ангидриты, мощность пачки увеличивается с 40 м на р. Сылве до 65 м в районе пос. Полазна. Изучение разреза в карьере Чумкасского гипсового месторождения показало, что в нижней его части залегает неясно слоистая до массивной ангидрит-гипсовая порода (слой II) с нечетким желваковым строением (размер желваков достигает 1–1,5 см) (*Калинина, 2015*).



Ангидрит отмечен в виде веерообразных и сноповидных агрегатов длиннопризматических зерен. К кровле пачки содержание глинисто-карбонатного материала увеличивается, и текстура сульфатов сменяется на желваковую (слой III). Похожий разрез наблюдается в Шубинском гипсовом карьере в Иренском карстовом районе (*рис. 3.4.3*).

Нижележащая карбонатная тюйская пачка имеет мощность 1–6 м. Следующая – демидковская – пачка, состоящая из гипсов и ангидритов с прослоями глинистого доломита и гипса, имеет мощность от 17 (пос. Полазна) до 47 м (с. Голубята). Она подстилается елкинской пачкой глинистых и оолитовых доломитов, местами переходящих в доломитизированные известняки с прослоями глин мощностью до 15 м. Шалашнинская пачка представлена гипсами и ангидритами с прожилками глин и доломитов мощностью 15–33 м. Неволинская пачка состоит из доломитов, частично загипсованных, мощность которых увеличивается с запада на восток от 2 до 15 м. В основании разреза выделяется ледянопещерская пачка гипсов и массивных ангидритов с прослоями доломита мощностью до 66 м.

В западной части района отложения кунгурского яруса перекрываются породами соликамской свиты нижней перми, которые представлены плитчатыми известняками, мергелями, доломитами, песчаниками, гипсами, а в восточной, в бассейне р. Вильвы, – известняками, песчаниками, конгломератами, аргиллитами, доломитами. В пределах Чумкасского гипсового месторождения соликамские отложения залегают на лунежских сульфатах со стратиграфическим перерывом и содержат гипс (*рис. 3.4.4*, слой II–V;*Калинина, 2015*).

Шешминская свита нижней перми в пределах района обнаруживается в виде небольших участков и представлена аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаника и известняками. Породы загипсованы. Гипс встречается в виде линз, прослоев, отдельных кристаллов, а также в дисперсном состоянии.

Карстовые брекчии занимают 750 км$^2$ (24% от площади района) и состоят преимущественно из обломков известняков, доломитов, мергелей с кальцитовым или известково-глинистым цементом мощностью до 100 м и более, часто представлены рыхлыми суглинками с обломками карбонатных пород. В составе карстовых брекчий встречаются остатки

прослоев и пачек карбонатных пород иренского горизонта, а также песок и гравий из террасовых отложений (*Лаврова, 2005*).



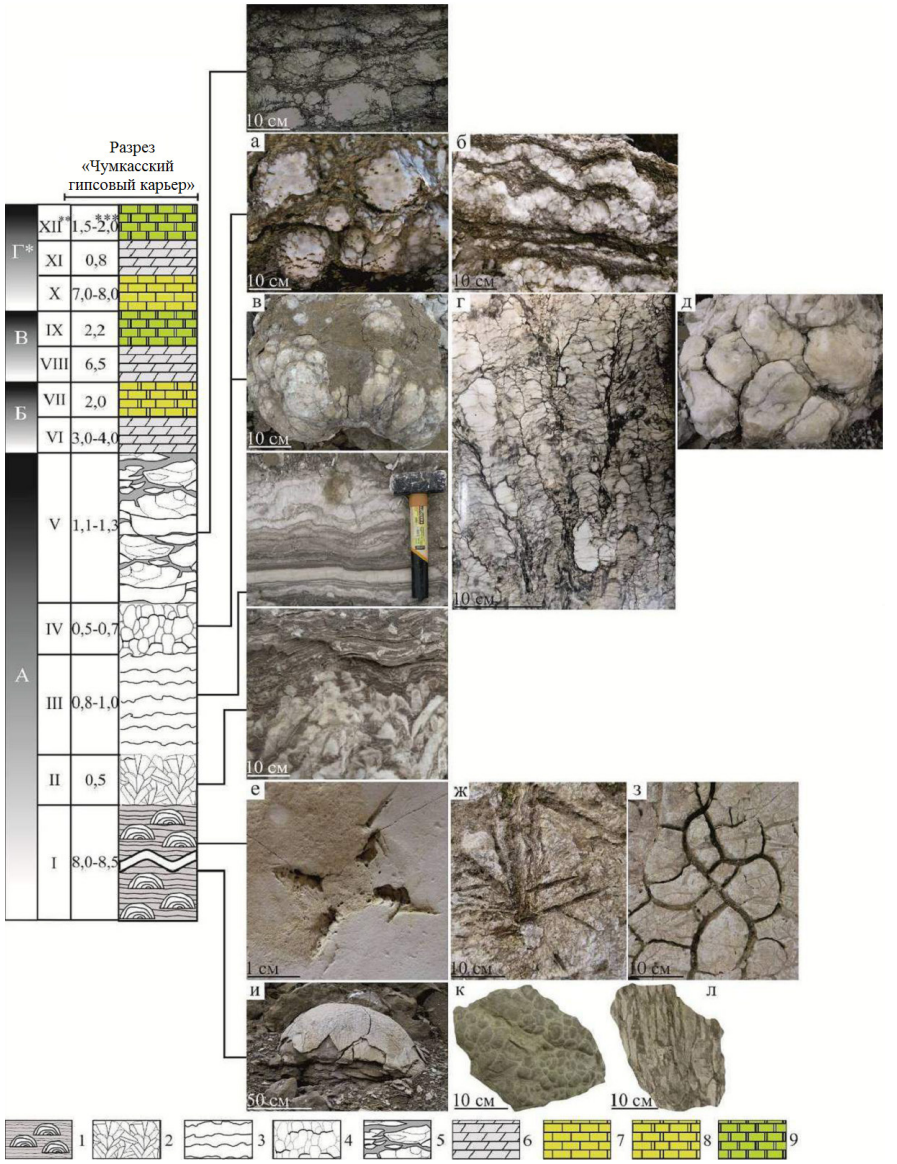



**Рисунок 3.4.4** **Литологический разрез соликамской свиты на Чумкасском гипсовом карьере (*Калинина, 2015*)**

**1 – тонкослоистый доломит со строматолитовыми постройками; 2–5 – текстурно-структурные типы сульфатов (2 – с реликтовым шевронным строением; 3 – неяснослоистые; 4 – желваковые; 5 – линзовидно-желваковые); 6 – мергель; 7 – известняк; 8 – известняк доломитовый; 9 – доломит.**

*Обозначения*: **а – желваки гипса; б – энтеролитовая складчатость; в–д – агрегаты желваков гипса типа «цветной капусты» (в, г – продольный срез; д – поперечный); е – отпечаток скелетного кристалла каменной соли; ж – отпечатки кристаллов льда; з – трещины усыхания; и–л – строматолитовые постройки (и – полушаровидные; к – волнисто-слоистые пластовые; л – столбчатые)**



В основном известняковые и доломитовые брекчии образовались в результате выщелачивания гипсов и ангидритов и последующего обрушения карбонатных пород в карстовые полости.

**Гидрогеологические условия**. К зоне активного водообмена, в пределах которой проявляется карст, приурочены четвертичный, шешминский, соликамский и иренский водоносные горизонты и комплексы. Четвертичный и шешминский водоносные горизонты развиты локально. Более широко распространен соликамский комплекс. Водоносными являются трещиноватые известняки, песчаники, мергели, залегающие на незакарстованных гипсах и ангидритах иренского горизонта. Там, где соликамские отложения залегают выше эрозионных врезов, а нижележащие гипсы и ангидриты сильно закарстованы, отмечаются безводные участки. Сплошная обводненность отмечается в зоне подпора Камского водохранилища и долинах рек (*Горбунова и др., 1992*). Воды характеризуются отсутствием напора. Разгрузка носит в основном рассредоточенный характер, зачастую выходы подземных вод заболачивают обширные участки долин.

Значительная часть берегов Камского водохранилища в пределах района сложена карстующимися породами – гипсами, ангидритами, известняками (*рис. 3.4.5*).

В Полазненский карстовый район практически полностью входят Чусовской и Камский плесы водохранилища на протяжении около 240 км (*Актуальные проблемы ..., 2004*). Общая протяженность береговой линии водохранилищ Пермского края составляет 3,5 тыс. км, из них 25% проходит по территории карстовых районов (*Максимович, Мещерякова, 2009*).

Создание Камского водохранилища в 1954 г. активизировало карстовые процессы. На закарстованных участках произошли существенные изменения условий развития

карста (*Печеркин, Закоптелов, 1982; Печеркин, 1969; Максимович, Болотов, 1982*). После его создания уровень воды в большей части района повысился на 20–22 м, в результате чего значительно поднялся и уровень подземных вод, особенно в прибрежной зоне. Наполнение весной до проектной отметки и сработка уровня на 6–7 м приводит к изменению гидродинамической зональности карстовых вод – уменьшение размеров зоны вертикальной нисходящей циркуляции и увеличение размеров зоны горизонтальной циркуляции, а также периодическое поступление в массив слабоминерализованных вод.

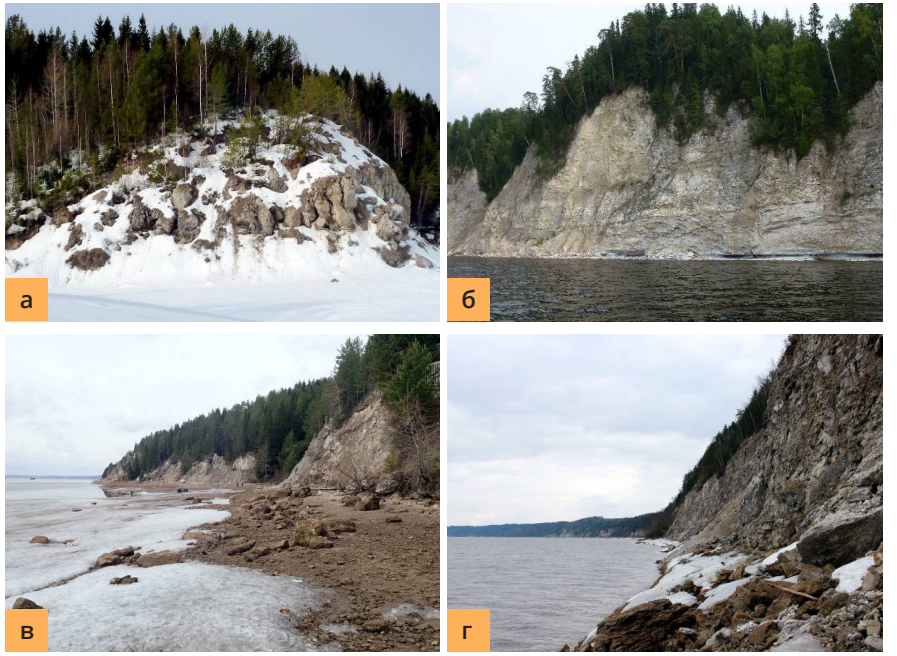



**Рисунок 3.4.5** **Выходы гипсов на берегу Камского водохранилища *а* – в районе д. Мохово; *б* – Чусовской плес, в районе урочища Соколья Гора; *в* – правый берег Полазненского залива; *г* – особо охраняемая природная территория Лунежские горы (фото *Н. Максимовича*)**

Значительная часть разреза сульфатных пород оказалась в условиях полного обводнения. Обрывистые гипсовые берега в обводненной зоне подвергаются растворению под действием речных вод. Особенно интенсивно процессы растворения сульфатных пород развиваются в зоне сезонной сработки водохранилища. Здесь активно размывается и выносится рыхлый заполнитель карстовых полостей. Растворение карстующихся пород в условиях их постоянного или периодического обводнения, суффозия заполнителя полостей активизируют карстовые процессы. Происходит обновление старых и возникновение новых карстовых форм. Образуются воронки, пещеры, волноприбойные ниши, широко развиты явления отседания склонов (*Матарзин, 2003; Печеркин, 1969*). В раздробленных сульфатных породах коррозионное действие вод превращает сети закарстованных трещин в лабиринтовые пещеры. Подобные пещеры, а также ниши (*рис. 3.4.6 а*) быстро эволюционируют, разрушаясь в результате обрушения свода (*рис. 3.4.6 б*).



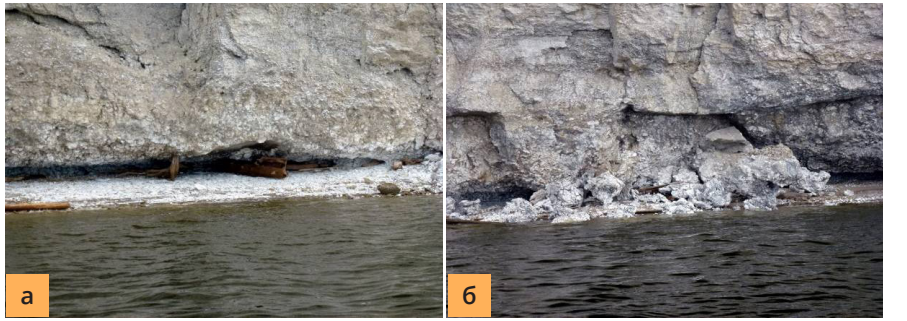



**Рисунок 3.4.6** **Образование (*а*) и разрушение (*б*) волноприбойных ниш, Чусовской плес Камского водохранилища в районе урочища Заметная Гора (фото *Н. Максимовича*)**

Обрушению пород способствует наличие в них отдельностей в виде блоков. При разрушении берега от него отделяются столбообразные останцы (*рис. 3.4.7*). Блоки пород, оказавшиеся в воде, быстро растворяются (*рис. 3.4.8*). По данным наблюдений закарстованные берега в первые годы после создания водохранилища отступали со скоростью в среднем 2–2,5 м в год (*Печеркин, 1969*).

Выше выходов сульфатных пород по берегам водохранилища в районе г. Добрянки содержание сульфатов составляет 10–60 мг/дм$^3$, увеличиваясь на приплотинном участке в районе Камской ГЭС до 20–100 мг/дм$^3$, в том числе благодаря поступлению вод Сылвенско-Чусовского плеса, который находится в районе интенсивного развития сульфатного карста. Аномальным содержанием сульфатов выделяется узкая прибрежная полоса в районе пос. Полазны (*Китаев, Рочев, 2008*).

Карстовые воды иренских отложений питаются дождевыми и талыми водами, которые поглощаются трещинами пород, воронками и котловинами. Карстовые воды в гипсах и

ангидритах имеют минерализацию до 3,5 г/дм$^3$, сульфатный состав и высокую жесткость. В зоне подпора водохранилища минерализация может снижаться до 1 г/дм$^3$. В карбонатных пачках на хорошо промытых участках содержатся пресные (до 0,5 г/дм$^3$) гидрокарбонатные воды (*Горбунова и др., 1992*).

**Рисунок 3.4.7** **Гипсовые останцы на берегу Камского водохранилища: *а* – в районе д. Мохово; *б* – правый берег Полазненского залива (фото *Н. Максимовича*)**

**Рисунок 3.4.8** **Обрушение и растворение гипса на берегу Камского водохранилища в районе пос. Полазны (фото *Н. Максимовича*)**

По данным *В. И. Мошковского* и других (*1965*), дебит родников изменяется в больших пределах от 0,01 до 40 дм$^3$/с при характерных значениях 1–5 дм$^3$/с.

В районе наблюдаются все виды разгрузки карстовых вод: родниковая, субаквальная на дне озер и рек, подземная – в другие водоносные горизонты. Карстовые воды питают реки там, где эрозией вскрыты карбонатные пачки (*Горбунова, Максимович, 1981*).



Подземные воды относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевой, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридно-натриевой гидрохимическим фациям с минерализацией от 0,22 до 1,76 г/дм$^3$. Изменения химического состава и минерализации обусловлены влиянием Камского водохранилища, смешиванием с водами обвально-карстовых отложений и трещинно-карстовыми водами иренского горизонта. Воды сульфатно-кальциевые или сульфатно-кальциево-гидрокарбонатные стабильны в гидрохимическом отношении (*Килин, Минькевич, 2018*).

Скважины в четвертичных и обвально-карстовых отложениях вскрывают разные по химическому составу подземные воды: гидрокарбонатно-кальциево-хлоридно-натриевые с минерализацией до 0,6 г/дм$^3$ и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевые с минерализацией до 2,1 г/дм$^3$. Иренский водоносный горизонт имеет спорадическое распространение. Разгрузка высокоминерализованных вод приурочена к зонам тектонических нарушений. В местах отсутствия зон тектонических нарушений водоносный горизонт не имеет стока воды в водохранилище, здесь идет процесс инфильтрации в береговые отложения, и химический состав соответствует воде водохранилища (*Килин, Минькевич, 2018*).

Гидрогеохимическое опробование подземных вод в прибрежной зоне водохранилища в районе пос. Полазны проводилось авторами в 2002–2011 годах (*Мещерякова, 2014*). Скважины глубиной 40–80 м расположены на расстоянии 50–400 м от водохранилища. Уровень воды в них практически совпадает с уровнем в водохранилище (коэффициент корреляции 0,99). Это свидетельствует об их прямой гидравлической связи, что обусловлено интенсивной закарстованностью пород прибрежной зоны.

По данным проведенных наблюдений установлено, что подземные воды имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый состав. Минерализация вод изменяется от 1,8 до 4,6 г/дм$^3$. Водородный показатель имеет значение 6,4–7,9. Содержание макрокомпонентов изменятся в следующих пределах (мг/дм$^3$): $SO_4$ – 612–1790; $HCO_3$ – 171–1281; Cl – 8,5–516; Ca – 361–782; Mg – 9,1–273; Na+K – 5,1–685. Преобладающим среди катионов является кальций, а доминирующими анионами – сульфаты.

По результатам опробования была проведена оценка растворяющей способности воды по отношению к гипсу по методикам *Скилмена-Мак Дональда-Стиффа и В. П. Зверева (Яркеева, 1999, Зверев, 1967)*, которая показала, что степень насыщенности подземных вод сульфатом кальция очень высока – 80–100%. Временная и пространственная законо-

мерности распределения этого показателя не просматриваются. Это связано с неравномерным распределением атмосферных осадков в течение года, суточными и сезонными колебаниями уровня водохранилища, приводящим к смене направления движения вод как в закарстованный массив, так и из него.

По данным *Т. Е. Малаховой* и других (*2004*), в этом районе дефицит насыщения сульфатом кальция подземных вод типа верховодки составил 1,8 г/дм$^3$, грунтовых вод – 1,7 г/дм$^3$, подземных вод, приуроченных к терригенно-карбонатной трещиноватой толще соликамских пород, – 1,7–2,0 г/дм$^3$, трещинно-карстовых вод – 0,0032 г/дм$^3$.

**Карстовые явления.** Наиболее закарстованы гипсы и ангидриты иренской свиты кунгурского яруса (*Горбунова*, 1977). Карст преимущественно сульфатный и сульфатно-карбонатный.

По степени обнаженности карстующихся пород, условиям залегания и характеру перекрывающих отложений, в соответствии с особенностями циркуляции трещинно-карстовых вод в пределах района выделяются участки:

- закрытого карста (в верхней части коренного склона долины р. Камы), обусловленного деятельностью трещинно-карстовых вод в зонах вертикальной нисходящей, переходной и горизонтальной циркуляции;
- покрытого карста (средняя и нижняя части коренного склона долины р. Камы); на этом участке выделяются небольшие площади почти голого карста;
- перекрытого карста (на III надпойменной террасе долины р. Камы), обусловленного деятельностью трещинно-карстовых вод в зоне горизонтальной циркуляции, переходящей в поддолинную (*Малахова и др., 2004*).

Большое количество карстовых форм (40–50) на один квадратный километр отмечается на северо-восточном крыле Полазненского поднятия и на прилегающем к нему юго-восточном крыле Межевской валообразной зоны. Высокая закарстованность этих участков обусловлена как их тектоническим строением, так и благоприятными гидрогеологическими условиями. Этот участок расположен в зоне гидравлически связанных между собой рек Камы и Полазны (*Печеркин, 1986*).

На участке прогиба, разделяющего Пионерское и Полазненское поднятия, карстовые поверхностные формы практически отсутствуют. Полазненское поднятие осложнено региональными и локальными тектоническими разломами и трещинами. Здесь поверхностные и подземные карстовые формы приурочены в основном к зонам сгущения и пересечения тектонических трещин.



На платформе наиболее закарстованы своды валов. Карст проявляется обычно при мощности покровных отложений не более 50–75 м (*Горбунова и др., 1992*). Поверхностные карстовые формы представлены многочисленными воронками, картами, котловинами, карстовыми озерами, депрессиями, оврагами, карстовыми логами и провалами. Подземные – полостями и пещерами.

Основная масса полостей располагается в зоне горизонтальной циркуляции карстовых вод, поэтому на участках приводораздельного и водораздельного пространства относительные глубины, на которых расположены полости, составляют 50–60 м. Лишь единичные формы встречены на глубинах 30–40 м. Средняя вертикальная амплитуда полостей – 3–3,5 м, но некоторые достигают 8–12 м. Большинство полостей в гипсах заполнено песчано-глинистым материалом, в котором наблюдается вертикальная зональность: полости вверху обычно заполнены мелкозернистым песком с примесью глинистого материала, а внизу – среднезернистым и крупнозернистым гравием. Активизация карстово-суффозионного процесса способствует не только формированию новых полостей, но и освобождению старых от заполнителя и увеличению их объема за счет растворения породы.

Еще одной чертой сводовых поднятий типа Полазненского является то, что они разбиты трещинами, ориентированными по простиранию структуры. Значительная закарстованность долин и оврагов связана также с трещинами бортового отпора (*Печеркин*, *1969*). Характерной особенностью их являются раскрытость и простирание параллельно склону. Они являются каналами, по которым фильтруются поверхностные воды через рыхлые наносы в глубину, поэтому здесь часто образуются цепочки карстовых воронок, а в глубине массива интенсивно развивается карст.

Массив Полазненского района характеризуется диссонантным останцовым рельефом, амплитуда которого достигает 35–40 м (*Печеркина, 1983*). Отрицательные карстовые формы (межостанцовые седловины) образовались в результате выщелачивания подземными водами гипсов и ангидритов иренского горизонта кунгурского яруса в зонах повышенной тектонической трещиноватости, которое сопровождалось проседанием и дроблением перекрывающих их известняков и мергелей соликамского горизонта уфимского яруса. Над останцами соликамские породы сохранились в естественном залегании. В пределах межостанцовых седловин, как прави-

ло, они полностью разрушены (*Максимович, Болотов, 1982*).

Согласно наблюдениям Горного института УрО РАН, на начало 2020 г. в районе зафиксировано 79 провалов. Большинство провалов выявлено на Полазненском карстовом участке, расположенном на левобережье Камского водохранилища в окрестностях пос. Полазна, и Шалашнинском карстовом участке, занимающим правобережную часть Чусовского залива Камского водохранилища. Средние размеры провалов составляют до 3 м в поперечнике и до 5 м глубиной, из них 7 провалов с максимальными размерами 10 м в поперечнике и 6–10 м глубиной. Самый крупный провал, диаметром 25 м и глубиной 15 м, произошел в 1951 г. в 2 км к юго-востоку от д. Ивановка. Провал, зафиксированный в 1991 г. в д. Городище, имел глубину 27 м, размеры в плане 2,8 на 1,7 м (*Килин, Минькевич, 2006*).

В 1975 г. на автодороге, ведущей к переправе через р. Чусовую, на левом берегу реки, зафиксирован провал диаметром около 3 м.

В пос. Полазна 5 августа 2017 г. произошел провал на съезде с улицы Трухина в переулок Спортивный, на краю дороги (*рис. 3.4.9 а*). Форма в плане овальная, поперечник 9,2 на 7,8 м, в разрезе – чашеобразная, глубина у северной стены – 2 м.

6 августа 2019 г. в пос. Полазна на улице Камская, 20 произошел провал в огороде частного жилого дома. Размеры провала на момент обследования составляли 3,5 на 4,1 м, глубина – 9 м. За один месяц диаметр провала увеличился в два раза, после чего он был засыпан.

15 мая 2020 г. образовался провал в переулке Тенистый в северной части поселка в микрорайоне Моховое-4, на склоне левого берега р. Полазны в 0,8 км на юго-запад от устья. Форма в плане круглая диаметром 2 м, в разрезе – грушевидная, глубина – 5,9 м (*рис. 3.4.9 б*).

Наибольшее количество провалов в районе зафиксировано в период с 1960 по 1980 годы. Увеличение количества провалов в этот период было связано с подъемом уровня поверхностных и подземных вод после строительства Камской ГЭС в 1954 г. Активизация карстовых процессов происходит не только в береговой зоне, но и распространяется на значительные расстояния в сторону водоразделов (*Горбунова и др., 1992; Лукин, 1964; Печеркин, 1969*).

На территории района *К. Г. Бутыриной* (*1968*) выделено 12 карстовых участков общей площадью 4 тыс. км$^2$.

**Рисунок 3.4.9** **Провалы в пос. Полазна**
*а* **– пер. Спортивный, 2017 г.;** *б* **– пер. Тенистый, 6, 2020 г. (фото** *О. Кадебской***)**

***Полазненский участок*** занимает в основном левобережную часть Камского водохранилища (Камский плес) в окрестностях пос. Полазна. К нему *К. Г. Бутырина* относила и правобережную часть водохранилища. Последующие исследователи выделяли эту часть в самостоятельный участок (*Назаров, 1996*).

На участке встречаются карры, карстовые рвы, котловины, овраги, сухие речки и озера. Выявлены карстовые депрессии, заполненные брекчией (*Горбунова и др., 1992*). Наибольшая закарстованность – до 1056–1072 воронок/км$^2$ – приурочена к прибортовым участкам водохранилища у д. Бесово, д. Константиновка, д. Зуята, северо-западнее д. Мохово и др. (*рис. 3.4.10*). Средняя их плотность на участке составляет 60 форм/км$^2$ (*рис. 3.4.11*).

Образование полостей связано с выщелачиванием, как правило, сульфатных пород агрессивными водами, движению которых способствует система нарушений субширотного и субмеридионального простирания. Наиболее опасными являются участки склонов долин рек Камы и Полазны, где глубина до зоны горизонтальной циркуляции составляет не более 25–30 м. На склоне коэффициент закарстованности составляет 0,186, а количество воронок на 1 км$^2$ достигает 270, на водораздельной части эти величины, соответственно, равны 0,036–0,004 и 17–30 (*Печеркин, 1969*). По данным бурения коэффициент подземной закарстованности составляет от 4 до 59%, в среднем для толщи – 21%. Прибортовые участки обрывистого склона водохранилища и территории, прилегающие к логам, характеризуются наибольшей закар-

стованностью, где средняя плотность составляет от 152 до 272 форм/км$^2$. Карстовые воронки отличаются меньшими размерами, полной или частичной обнаженностью в бортах карстующихся пород, отсутствием озер и воронок с заболоченным дном. Мелкие конусообразные воронки располагаются достаточно плотно, их борта часто соприкасаются.

**Рисунок 3.4.10**
**Воронки Полазненского карстового участка:**
***а*, *б* – около д. Бесово;**
***в* – у д. Пеньки,**
***г* – северо-западнее д. Мохово,**
***д* – в районе д. Зуята**
**(фото *Н. Максимовича*)**



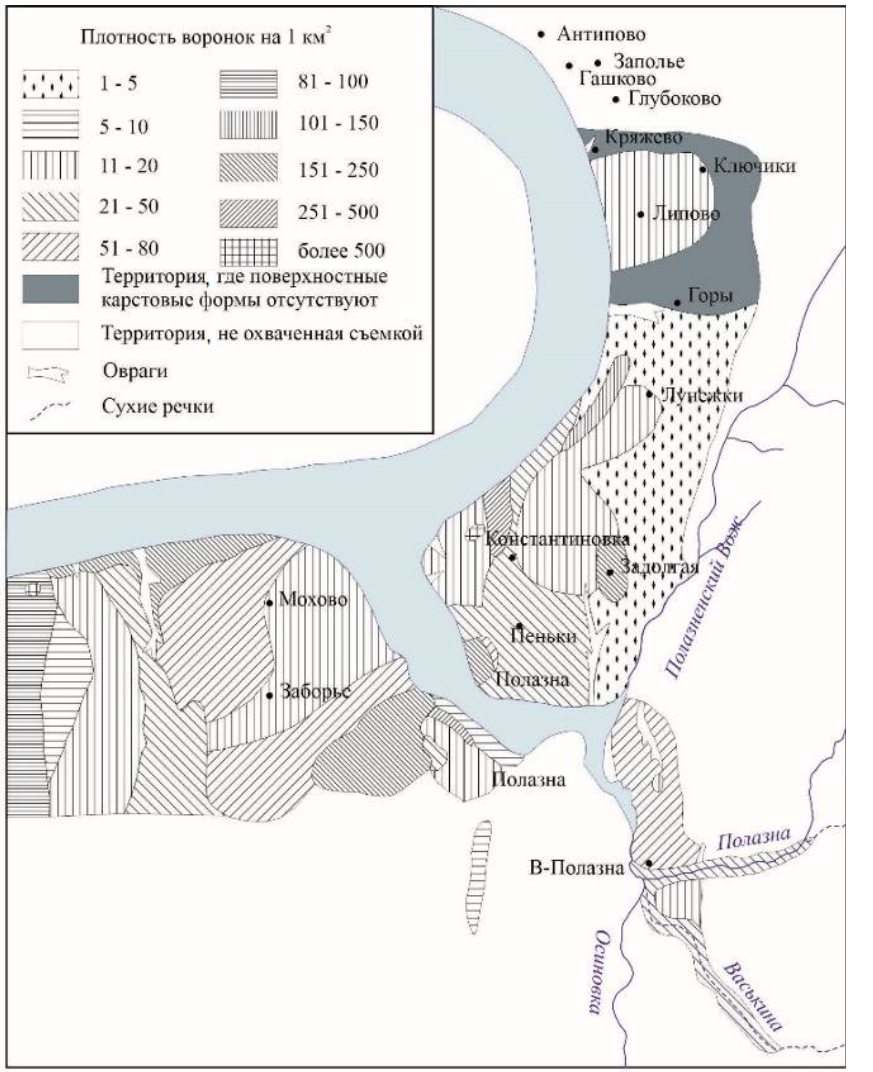



**Рисунок 3.4.11** **Схема плотности карстовых форм на Полазненском (левобережная часть) и Лунежском участках**
**(*Бутырина, 1968*)**

Часть Полазненского участка, расположенная на правом берегу Камского водохранилища, в тектоническом плане соответствует северо-восточной оконечности Краснокамско-Полазненского вала (*рис. 3.4.12*).

**Рисунок 3.4.12** **Высокий абразионный уступ, сформировавшийся в иренских гипсах в районе с. Хохловка (*а*), и его разрушение (*б*) под влиянием Камского водохранилища (фото *Н. Максимовича*)**

Наибольшая плотность карстовых форм отмечается на территориях, где гипсоангидритовые пачки иренского горизонта наиболее близко располагаются у дневной поверхности. Закарстованность этой части в целом высокая. Плотность воронок в береговой зоне составляет 300 форм/км$^2$. Среднее значение плотности карстовых и суффозионно-карстовых форм на 1 км$^2$ составляет до 30–50.

По степени закарстованности территорию можно разделить на три части: северная часть со средней плотностью форм менее 1 форм/км$^2$ (воронки и просадки здесь редки), центральная – до 40–50 форм/км$^2$ и южная – от 1–5 до 15–20 форм/км$^2$, иногда до 150. Наиболее характерные размеры воронок в поперечнике 8–15 м, глубина не превышает 5–7 м (*Назаров, 1996; 2004*).



***Лунежский участок*** вытянут вдоль левого высокого берега Камского водохранилища от д. Лунежки до д. Заполье. На юге плотность воронок составляет около 30 форм/км$^2$, понижаясь к северу до 5–10 форм/км$^2$. По мере удаления от водохранилища плотность карстовых форм резко уменьшается и составляет примерно 1 форму/км$^2$ и менее (*Назаров, 2004*).

***Дивьинско-Каменноложский участок*** находится в междуречье Чусовой и Полазны.

На северном окончании Краснокамско-Полазненского и Каменноложского валов весьма широко развит древний сульфатный карст. Современный карст развивается в породах, залегающих, главным образом, выше местного базиса эрозии, а также под руслами рек, т. е. в зоне активной циркуляции подземных вод (*Бутырина, 1968*).

Участок отличается небольшой мощностью покровной толщи, значительной обнаженностью сульфатных пород и широким распространением карстовой брекчии. Характерной особенностью территории является островное развитие поверхностных карстовых форм. Места их формирования приурочены к целикам сульфатных пород, разделенных древними карстовыми депрессиями, заполненными карстовой брекчией. Плотность воронок в прибрежной зоне участка (Чусовской плес) редко достигает 30 форм/км$^2$, а чаще всего колеблется в пределах 5–10 форм/км$^2$. Береговая линия примерно на половину длины представлена высокими крутосклонными участками выходов гипсов и ангидритов (*Назаров, 2004*).

***Яринский участок*** находится в пределах северного погружения Каменноложского вала в междуречье притоков рек Камы, Косьвы и Чусовой. На западе участок ограничен меридиональным отрезком р. Добрянки, на востоке граница условно проводится по водоразделу рек Вильвы и Добрянки. Мощные глинистые и суглинистые покровные отложения (более 50 м) препятствуют развитию карста. Карстовые формы – в основном воронки – приурочены к сводам небольших поднятий и долинам рек Ярина и Талая. Встречаются также эрозионно-карстовые овраги и озера с атмосферным питанием. В районе станции Ярино их плотность не превышает 0,5 на 1 км$^2$. Карст древний, о чем свидетельствуют обвально-карстовые образования мощностью до 50 м. Современных провалов на участке не обнаружено (*Горбунова и др., 1992*). Сульфатные карстовые подземные воды оказывают влияние на р. Добрянку. Содержание сульфат-иона увеличивается в ней с 8 мг/дм$^3$ в верхнем течении до 226 мг/дм$^3$ ниже устья р. Яринки (*Бутырина, 1974*).

***Шалашнинский участок*** расположен на правобережной части Чусовского плеса Камского водохранилища на участке впадения рек Ветляна, Мутная, Талая, Шалашная и Беловская. Берега водохранилища, сложенные гипсами и ангидритами, подвергаются интенсивной переработке и растворению, образуя характерные формы (*рис. 3.4.13*).

**Рисунок 3.4.13** **Берег Чусовского плеса Камского водохранилища, сложенный гипсами, в районе дачного кооператива Белоевское (фото *Н. Максимовича*)**

По мере удаления от водохранилища сульфатный карст переходит в карбонатно-сульфатный. Плотность карстовых форм в прибрежной части участка достигает 50–70 форм/км$^2$ (*Назаров, 2004*). В тектоническом отношении участок находится в пределах свода и юго-восточного крыла Каменноложского вала (*Горбунова и др., 1992*).

В границах выделенных здесь четырех карстовых полей площадью 13,5 км$^2$ известны 175 воронок, 10 оврагов, 3 карстовые депрессии, 12 озер, исчезающие ручьи и речки, восходящие источники, имеющие сульфатный состав, свежие провалы.



***Куликовский участок*** расположен вдоль правобережья Чусовского плеса Камского водохранилища от д. Нижние Пеньки до д. Конец Гор. Берег представляет собой череду трещиноватых скал, сложенных гипсом, с типичными карстовыми формами, в том числе пещерами (*рис. 3.4.14*). Средняя плотность воронок в прибрежной части – 5–10 форм/км$^2$ (*Горбунова и др., 1992*, *Назаров, 2004*).

**Рисунок 3.4.14** **Выходы гипсов в береговой зоне водохранилища на Куликовском карстовом участке (фото *Н. Максимовича*)**

***Участок Чусовского мыса*** расположен в междуречье Чусовой и Камы вплоть до их слияния. Здесь сульфатные породы перекрыты плитчатыми известняками, мергелями и доломитами мощностью до 50 м (*рис. 3.4.15*).

На отдельных участках вдоль береговой зоны наблюдаются поля воронок с высокой плотностью – до 100 форм/км$^2$. По мере удаления от речных долин интенсивность карста уменьшается. Большая часть воронок имеет поперечник 9–20 м при глубине до 6 м. Встречаются и более крупные воронки с поперечником до 130 м. На активность карста указывают поноры на дне воронок и просадки (*Горбунова и др., 1992*).

Развитие карста наиболее активно происходит на контактах пород различного литологического состава, в данном случае карбонатных и сульфатных толщ. Гидрокарбонатные

воды сменяются сульфатными. Вследствие влияния пресных вод Камского водохранилища, карст активизируется, что снижает степень устойчивости закарстованной территории. Химический состав подземных вод иренского горизонта в массивах сульфатных пород достаточно резко изменяется как во времени, так и по разрезу, вместе с тем в зоне постоянного водонасыщения он остается достаточно стабильным. Наряду с интенсивным развитием карста происходит метаморфизация подземных вод. Увеличивается их минерализация, жесткость, наблюдается повышенное содержание нитратов. В карстовой котловине Чусовского мыса образуются заболоченные озера с повышенной минерализацией и высоким содержанием сульфатов (*Минькевич и др., 2019*).

**Рисунок 3.4.15** **Мыс Чусовская стрелка (слияние рек Камы и Чусовой), сложенный карбонатными породами, перекрывающими гипсы, которые обнажались здесь до создания водохранилища (фото *Н. Максимовича*)**

В районе происходят карстовые провалы. Городищенский провал глубиной 27 м образовался в 1991 г. в зоне переходной циркуляции подземных вод. Первоначально он представлял собой шахту с поперечным сечением 2,8–1,7 м (*СП-11-105-97; Тюрина и др., 1994*). На глубине провал заканчивался округлым гротом 13 на 8 м. В 2006 г. глубина провала уменьшилась до 7 м в связи с обвалом массы породы (*рис. 3.4.16*). К 2018 г. провал полностью засыпан бытовым мусором (*Килин, Минькевич, 2018*).

***Нижнекосьвинский участок*** расположен частично в бассейне нижнего течения р. Косьвы в пределах Косьвинско-Чусовского свода. В соликамском горизонте, имеющем преимущественно карбонатный состав, встречаются прослои гипса мощностью до 6 м, в результате выщелачивания которых образуются карстовые воронки, часть которых конусообразные и имеют поперечник до 75 м и глубину до 20 м. Террасы р. Косьвы прорезаны эрозионно-карстовыми оврагами.



На пойме р. Пожвы расположена Дурнятская карстовая депрессия площадью около 2 км$^2$, где отмечены воронки и 11 озер. По условиям питания и химизму воды озера делятся на три группы.

**Рисунок 3.4.16** **Городищенский карстовый провал, 2006 г. (фото *Ю. Килин*)**

В центральную группу входят наиболее глубокие сточные озера (Белое и Рогалек глубиной 46 и 61 м соответственно) с преимущественно подземным питанием. Они имеют сульфатный и хлоридный составы воды при минерализации от 1,8 до 12,9 г/дм$^3$ (*рис. 3.4.17 а*; *табл. 3.4.1*). Озера западной и восточной групп находятся в разных стадиях развития: среди них есть и недавно возникшие – Новый Провал, а также покрытые сплавиной – Большое, Малое, Савушкин Ложок, Сидоровское (*рис. 3.4.17 б; 3.4.17 в*). Они бессточные, содержат слабо минерализованную воду (*Горбунова, 1985*).

**Рисунок 3.4.17** **Водные объекты Дурнятской карстовой депрессии**
***а* – проточное карстовое оз. Белое; *б* – заросшее карстовое озеро; *в* – бессточное карстовое оз. Большое; *г* – ручей Исток, вытекающий из оз. Белое**
**(фото *Н. Максимовича*)**

У всех озер наблюдается уменьшение площади зеркала и глубины вследствие осадконакопления, заболачивания, нарастания сплавины. С 60-ых годов XX в. до начала XXI в. площадь Большого озера уменьшилась примерно на 1600 м$^2$, глубина – на 1 м. Площадь Белого озера уменьшилась на 1100 м$^2$. Соленость озер практически не изменилась (*Минькевич, Ощепков, 2004*).

Разгрузка вод из Дурнятской депрессии происходит в виде ручья, вытекающего из оз. Белого, расходом около 500 л/с и минерализацией 5,5 г/дм$^3$ при содержании сульфатов 1,5 г/дм$^3$ (*рис. 3.4.17 г*). После впадения ручья в р. Пожву ее минерализация увеличивается в 1,6 раза. В дальнейшем также происходит увеличение минерализации реки до 1,2 г/дм$^3$, что говорит об интенсивной субаквальной разгрузке карстовых подземных вод (*табл. 3.4.1*).



**Таблица 3.4.1** Химический состав озер и рек Дурнятской карстовой депрессии, 17 сентября 2013 г.

| Место отбора | pH | Содержание, *мг/дм$^3$* | | | | | | | | Минерализация |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $HCO_3$ | $SO_4$ | Cl | Ca | Na | K | Mg | $Fe_{общ}$ | |
| оз. Белое | 7,24 | 273,0 | 1314,0 | 1805,0 | 641,0 | 1161,0 | 17,2 | 69,3 | 0,31 | 5157 |
| р. Пожва, 20 м выше устья руч. Исток | 8,02 | 251,6 | 43,4 | 34,6 | 75,9 | 26,9 | <0,5 | 15,0 | 0,23 | 448 |
| руч. Исток | 7,19 | 283,7 | 1522,6 | 1943,8 | 627,5 | 1053,0 | <0,5 | 80,1 | 0,10 | 5511 |
| р. Пожва, 200 м выше устья руч. Исток | 7,73 | 247,8 | 115,8 | 125,4 | 111,3 | 81,4 | <0,5 | 18,0 | 0,12 | 700 |
| р. Пожва, ур. Косята, мост | 7,84 | 251,6 | 281,7 | 330,7 | 156,9 | 201,6 | 0,6 | 24,9 | 0,09 | 1248 |
| р. Пожва, ур. Софронята, мост | 7,98 | 259,3 | 250,5 | 296,4 | 151,8 | 171,1 | <0,5 | 24,7 | 0,09 | 1154 |

***Таборский участок*** расположен в бассейне нижнего течения р. Вильвы. К нему относятся также территории к востоку от д. Тихой и бассейн среднего течения р. Ключанки. Участок расположен в северной части Косьвинско-Чусовской седловины. По данным бурения среди песчаниково-аргиллитово-алевролитовых отложений верхнего кунгура здесь встречены сульфатные породы мощностью до 20 м и линзы каменной соли до 50 м. Сульфатный и соляно-сульфатный карст относится к закрытому типу. На площади 5,8 км$^2$ закартировано 253 карстовых формы (*рис. 3.4.18*), в основном воронки со средней плотностью 43, максимальной – до 450 форм/км$^2$ (*Бутырина, 1975*).

**Рисунок 3.4.18 Карстовые воронки севернее с. Таборы (фото *Н. Максимовича*)**

По данным местных жителей, в XX в. у с. Таборы и д. Бояново в радиусе 2–2,5 км произошло 12 провалов и просадок. В 1911 г. здесь отмечались небольшие землетрясения, которые, возможно, связаны с карстовыми провалами (*Максимович, 1964*).

***Голубятский участок*** находится в бассейне среднего течения р. Вильвы, где Косьвинско-Чусовская седловина осложнена положительными структурами, в пределах которых по рекам Кухтым, Пелуч и другим на поверхность выходят гипсы и ангидриты.

Из карстовых форм здесь встречаются воронки, овраги, сухие речки (Кухтым, Пелуч, Сухая, Мутная), карстовые депрессии, источники и многочисленные озера. Поперечник воронок – 10–25 м (максимальный – до 80 м), глубина – 5–17 м. В бортах и на дне некоторых воронок отмечены выходы иренских гипсов (*Бутырина, 1975*).



В долине р. Вильвы известны 7 озер с поперечником от 40 до 250 м и глубиной от 4 до 12 м. Озера находятся в разных стадиях развития, имеют преимущественно сульфатную воду с минерализацией 2–3 г/дм$^3$ и более (*рис. 3.4.19*).

**Рисунок 3.4.19 Карстовое озеро сложной геометрической формы с максимальным поперечником 140 м на северо-востоке от пос. Вильва (фото *Н. Максимовича*)**

***Усолкинский участок*** расположен в бассейне р. Усолки и прилегающих к нему с запада и севера междуречных пространств. Южное крыло Косьвинско-Чусовской седловины переходит здесь в Юрюзано-Сылвинскую депрессию. Поверхностные карстовые формы, преимущественно воронки, встречаются группами или небольшими полями. У д. Борисово на площади 1,7 км$^2$ насчитывается 21 воронка с поперечником от 3 до 77 м и глубиной 1–2 м. Группы воронок по две-четыре приурочены к зонам повышенной трещиноватости соликамских отложений. Некоторые заполнены водой (*Горбунова и др., 1992*). В устьевой части р. Усолки расположена болотистая карстовая депрессия (*рис. 3.4.20*).

Территория на левом берегу р. Чусовой в микрорайонах г. Перми Голованово и Банная гора, расположенная частично на IV террасе и склоне (ориентировочно по горизонтали с отметкой 160 м), не выделенная ранее *К. А. Горбуновой*, относится также к карстоопасной территории (*Утемова, Папировая, 2015*).

При изысканиях «Ленгипротрансом» в 1951 г. для переноса Горнозаводской железной дороги из зоны затопления отмечались карстовые воронки в пределах микрорайона Банная гора. На территории Пермского целлюлозно-бумажного комбината в микрорайоне Голованово на поверхности III надпойменной террасы были зафиксированы карстовая воронка размером 6 на 6 м, глубиной 0,6 м и погребенная воронка диаметром 20 м, заполненная торфом и илом до глубины 5,8 м. На топографическом плане 1958 г. у подножия склона IV террасы р. Чусовой на отметках 120–125 м отме-

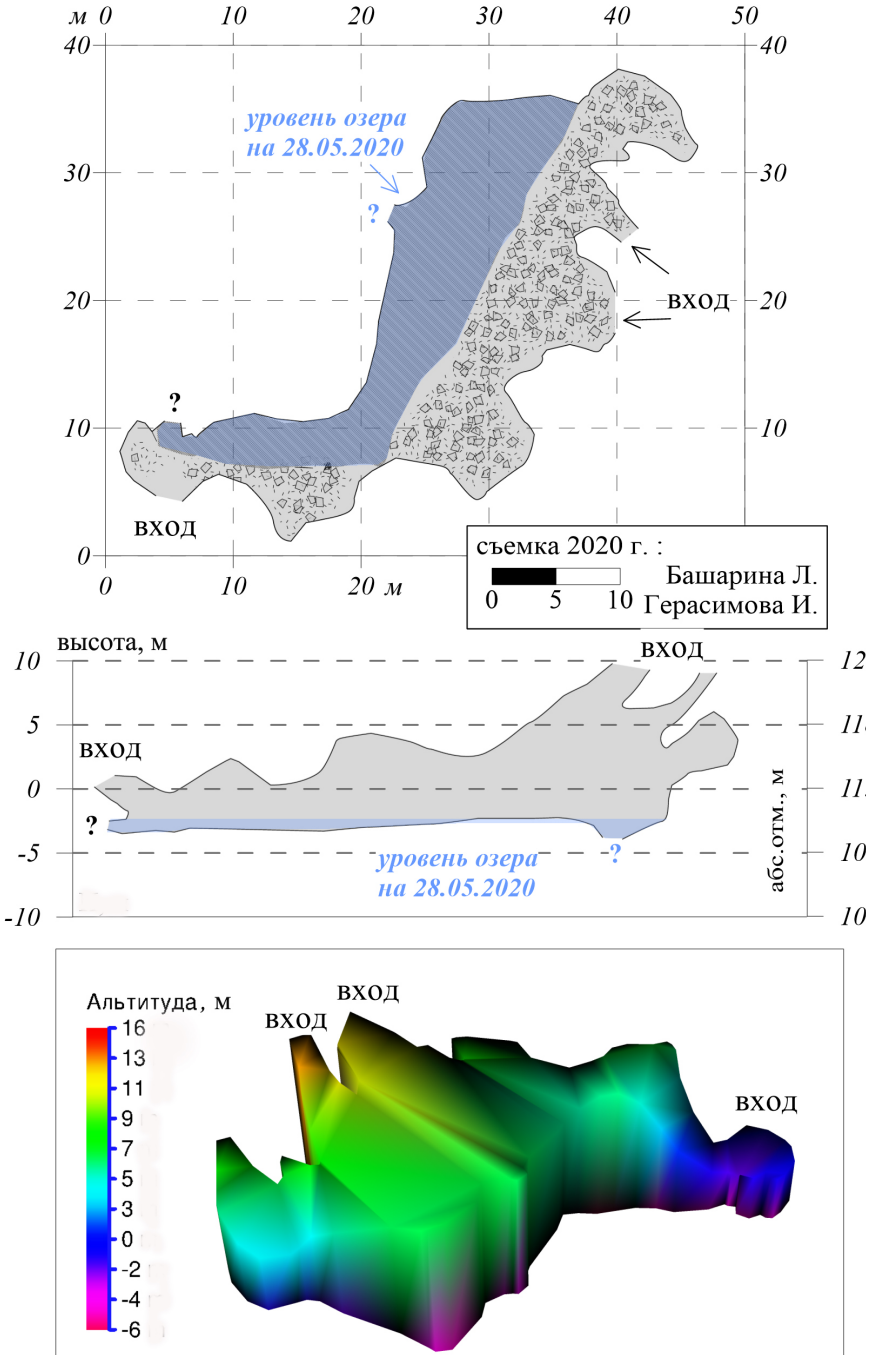



**Рисунок 3.4.21** План и разрез Куликовской пещеры (*Башарина, Герасимова, 2020*)



чались понижения в рельефе округлой формы, размером до 20 м в диаметре, предположительно, карстового происхождения. Здесь же, при бурении на IV надпойменной террасе на глубине 42,5 м, была вскрыта кровля ангидритов иренского горизонта кунгурского яруса. Вскрытая мощность сульфатных пород составила 20 м (*Утемова, Папировая, 2015*).

На основании приведенных данных эта часть территории г. Перми включена в Полазненский карстовый район (*рис. 3.4.1*).

**Рисунок 3.4.20** Карстовая депрессия в приустьевой части долины р. Усолки (фото *Н. Максимовича*)

**Пещеры**. Большинство пещер Полазненского района, расположенных в береговой зоне Камского водохранилища, являются недолговечными. Продолжительность их существования определяется скоростью переработки берегов (*Печеркин и др., 1965*).

По результатам исследований, проведенных 2018–2020 годах, установлено, что часть ранее описанных карстовых пещер, таких как Гармоновская, Загоскинская, Куликовская Новая, Куликовская Теплая, Полазнинская, Полазнинская-2, Синявская, разрушена полностью, часть – недоступна вследствие перекрытия входов обвалами береговых склонов (Малая Дивья). Также не выявлено пещер, отмеченных в конце 90-х – начале 2000-х годов наблюдателями, не опубликовавшими свои материалы, – это пещеры Воронихинские и Чумкасская. Часть подземных карстопроявлений значительно изменилась по протяженности и форме, например, Куликовская Ледяная.

Особого упоминания требует пещера ***Малая Дивья***, суммарная протяженность ходов которой по материалам топосъемки Пермского спелеоклуба в 1984 г. составляла около 1000 м (*Горбунова и др., 1992*). Пещера имела пять входов, расположенных в скальном обнажении гипсов и ангидритов высотой 12 м, у уреза воды р. Чусовой вблизи урочища Малая Дивья. Представляла собой лабиринт ходов каплевидного сечения шириной 0,7–0,8 м и высотой до 1,5 м. При посещении района спелеологами г. Перми в 1991 г. обнаружено, что входной участок перекрыт обвалом склона, представляющим собой смешение терригенно-сульфатных пород. В марте 2019 г. вход в пещеру также был перекрыт.

***Пещера Куликовская (Куликовская Ледяная)*** находится в 100 м к северо-западу от окраины д. Куликово, на I надпойменной террасе правого берега р. Чусовой.

На момент исследований (май 2020 г.) пещера имела три входа и представляла собой единый протяженный грот. Ранее пещера состояла из двух гротов, сообщающихся арочным входом шириной 4 м, высотой 6 м (*Панарина, 1973*). В 1961 г. произошел провал над малым гротом, в результате чего образовался вход в него через воронку.

По наблюдениям *И. Ю. Герасимовой* в 2013 г. верхний вход (через колодец) был перекрыт глинисто-щебнисто-глыбовой осыпью и открылся снова, предположительно, в 2019 г. (*рис. 3.4.21*).

Основной вход высотой 2,5 м, шириной 4,5 м расположен на дне воронки диаметром 8,5 м, в основании скального выхода гипсоангидритов (*рис. 3.4.22 а*).

В настоящее время наклонный спуск выводит в грот, вытянутый в северо-восточном направлении, в западной части которого находится озеро, уходящее под стены пещеры, а в восточной части – глинисто-щебнисто-глыбовая осыпь и два входа, ранее представлявших собой единый колодец – вход в пещеру Куликовская Ледяная (*Весновский, 1930, Богословский, 1940*) (*рис. 3.4.22 б*).

В западной части грота, вблизи основного входа, наблюдается низкий ход, заполненный водой озера и глиной. По данным полуинструментальной съемки 2020 г. протяженность составила 73 м, амплитуда – 12 м.

По архивным данным (*Богословский, 1940*) вход в расположенную рядом пещеру ***Куликовская Теплая*** ранее располагался на высоте 5–6 м над урезом воды. Позднее *Г. Н. Панарина* (*1973*) указывала, что вход в пещеру находился у уреза воды и открывался аркообразной нишей. На момент исследований (май 2020 г.) входа в пещеру не обнаружено.



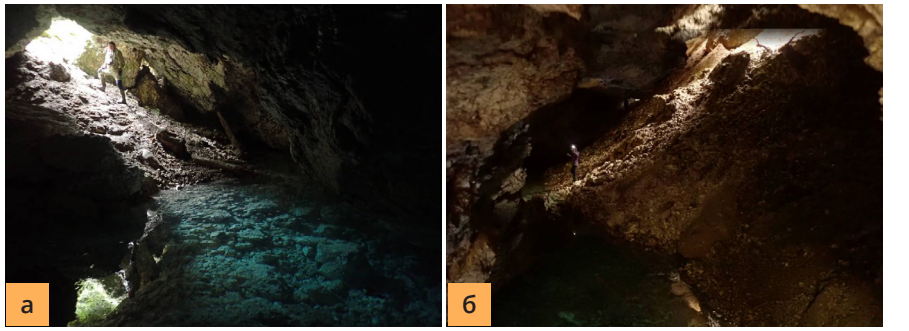



**Рисунок 3.4.22 Входы в пещеру Куликовская (фото *О. Кадебской*)**
***а* – основной вход; *б* – верхний вход**

Активное развитие пещер, расположенных вблизи берегового скального выхода, наличие визуально прослеживаемого прохода вглубь массива ниже уровня озера в Куликовской Ледяной, позволяет предположить наличие гидравлической связи между озером и водохранилищем, а также возможное объединение Теплой и Ледяной Куликовских пещер в подводной части.

***Пещера Белой Горы*** находится в скальном выходе карбонатных и сульфатных отложений, в 1,4 км выше по течению от д. Ромахино. Вход высотой 0,9 м, шириной 9,2 м, расположенный у уреза воды, представляет собой нишу (*рис. 3.4.23 а*). Развивается по системе трещин с преобладающим направлением, параллельным берегу реки (*рис. 3.4.23 б*).

По данным полуинструментальной топографической съемки 2020 г. протяженность пещеры составила 40 м, амплитуда – 2 м (*рис. 3.4.24*).

**Рисунок 3.4.23 Вход (*а*) и основная галерея (*б*) пещеры Белой горы (фото *О. Кадебской*)**

Существуют упоминания о пещерах с таким же названием в этом районе (*Максимович, 1947; Печеркин и др., 1965; Печеркин и др., 1981*). При обследовании в 2020 г. они не найдены. По описанию на нее похожа только пещера, обследованная *И. А. Печеркиным*, однако имеются некоторые различия.

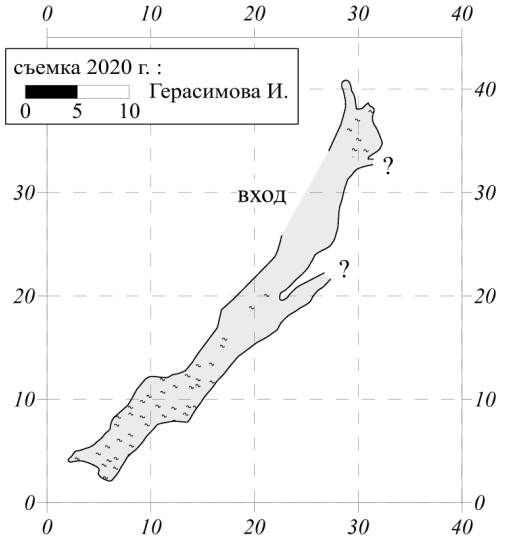



**Рисунок 3.4.24** План пещеры Белой горы (*Герасимова, 2020*)

***Пещера Конец Гор*** расположена на правом берегу р. Чусовой в 360 м выше по течению от окраины д. Конец Гор.

Ранее (*Печеркин и др., 1981*) вход находился в 6 м выше уреза реки, а пещера состояла из двух гротов, соединенных непроходимым каналом. Доступная часть представляла собой извилистый постепенно сужающийся коридор длиной 30 м.

В 2020 г. вход имел треугольную форму (ширина 1,5 м в основании, высота 0,7 м), был перегорожен глыбой коренных пород и находился на высоте 0,5 м от уреза воды (*рис. 3.4.25*).

Он представляет собой трещину бортового отпора шириной 2,5 м и высотой до 3 м. Трещина постепенно сужается, заканчиваясь вывалом глинисто-щебнистого обломочного материала. Наблюдается гидродинамическая связь между уровнями воды в пещере и водохранилище. Общая протяженность пещеры – 12 м.

**Рисунок 3.4.25** Вход в пещеру Конец Гор (фото *О. Кадебской*)

***Пещеры Сокольего Камня (1-6)*** расположены в пределах 70-метрового участка в 850 м ниже по течению р. Чусовой от окраины пос. Усть-Шалашная, в основании скального выхода гипсоангидритов с прослоями доломитов. Наличие пещер здесь предполагал *В. Ф. Богословский* (*1940*).

Входы в пещеры находятся на уровне уреза и полностью или частично подтапливаются при наполнении водохранилища. Ширина входов изменяется от 0,5 до 1,7 м, высота – от 0,5 до 1,1 м. Основное развитие пещер происходит по трещинам, врезающимся вглубь массива, а также вдоль берегового склона.

На момент исследований (октябрь 2020 г.) в пределах участка отмечено шесть пещер различной конфигурации, протяженностью до 25 м (*рис. 3.4.26*).

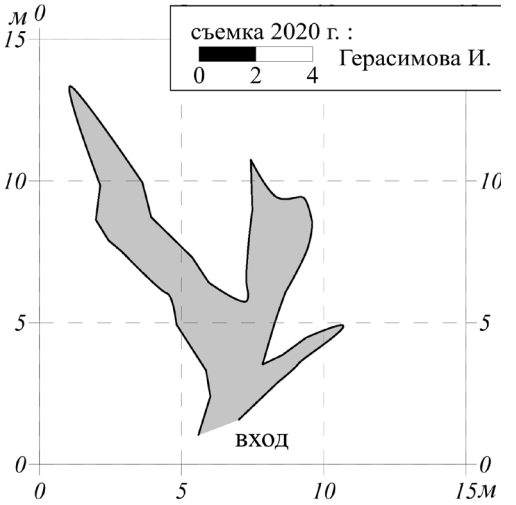



**Рисунок 3.4.26 План одной из пещер Сокольего камня** (*Герасимова, 2020*)

Таким образом, на 2020 г. в Полазненском районе насчитывается девять пещер, две из которых – Конец Гор и Белой Горы – расположенные в зоне сработки водохранилища, значительно трансформировались относительно описаний 1940 г. (*Богословский*), 1965 г. (*Печеркин и др.*) и 1981 г. (*Печеркин и др.*).

**Существующие и предлагаемые особо охраняемые природные территории**.

**Существующие ООПТ**. В пределах Полазненского карстового района находятся 6 ООПТ регионального и местного значения общей площадью 185,5 га (*Особо охраняемые ..., 2002; 2017*).

***Верхняя Кважва*** является охраняемым ландшафтом регионального значения площадью 1649 га, находится в 8 км западнее с. Шемети Добрянского городского округа. Предложен к охране в 1970 г., находится на II и III террасах р. Камы. Наибольшую площадь занимают супесчаные почвы на глубоких песках, подстилаемых карстующимися известняками и гипсами, что вызывает развитие воронок глубиной до 10 м и диаметром до 50–100 м.

***Дурнятская котловина*** является ландшафтным памятником природы регионального значения площадью 335,7 га, находится в 8 км северо-западнее с. Перемское Добрянского городского округа. Предложен к охране *К. Г. Бутыриной* в 1965 г. Является классической карстовой проточной депрессией с родниковыми озерами. Пермские отложения здесь перекрыты маломощными элювиальными суглинками. На данной территории находятся 11 уникальных карстовых озер. Озера Белое и Рогалек – самые глубокие озера Пермского края (*подробнее см. в описании Нижнекосьвинского участка*).



***Лунежские горы*** являются ландшафтным природным резерватом регионального значения площадью 648 га. Предложен к охране в 1911 г. *П. В. Сюзевым*. Занимают узкую полосу по левому коренному берегу Камского водохранилища между г. Добрянка и пос. Полазна. Здесь на дневную поверхность выходят сульфатные породы, поднимающиеся над урезом воды до высоты 50 м. В пределах ООПТ находятся наиболее закарстованные Полазненский и Лунежский участки района, где развиты все типичные формы карбонатно-сульфатного карста.

***Сиролова гора*** – ландшафтный природный резерват регионального значения площадью 120 га. Находится на правом берегу Чусовского залива Камского водохранилища, западнее д. Куликово Чусовского городского округа (*рис. 3.4.27*).

**Рисунок 3.4.27 Особо охраняемая природная территория Сиролова гора – выходы гипса на правом берегу Чусовского плеса Камского водохранилища (фото** *Н. Максимовича*)

Впервые описан в 1940 г. *А. Н. Пономаревым* и предложен к охране совместно с *М. М. Даниловой* (*1960*). Представлен гипсовыми скальными обнажениями. Территорию ООПТ желательно увеличить на 500 м выше по течению к д. Куликово, чтобы включить в нее крупнейшие Куликовские пещеры.

***Сырник (Васьк-Иваново) озеро*** является геологическим памятником природы регионального значения площадью 0,9 га. Находится в 1,5 км юго-западнее д. Косогор Чусовского городского округа. Карстовое озеро овально-изогнутой формы со сплавиной. Длина озера составляет 104 м, ширина – 84 м и глубина – 9,5 м.

***Шалашнинское озеро*** является геологическим памятником природы регионального значения площадью 0,7 га. Находится на правом берегу Чусовского плеса Камского водохранилища близ северо-западной окраины д. Шалашная (*рис. 3.4.28*).

Представляет собой карстовое проточное озеро длиной 120 м, шириной – 80 м и глубиной – до 7 м. Образовано из двух слившихся карстовых воронок. Не замерзает зимой из-за обильных выходов жестких сульфатно-кальциевых вод из бортов озерной котловины. Из озера вытекает ручей.

**Рисунок 3.4.28 Шалашнинское карстовое озеро (фото** *О. Кадебской*)

**Предлагаемые ООПТ**. По мнению авторов, необоснованно исключили из перечня ООПТ после 2009 г. следующие памятники природы регионального значения.

***Большое II озеро*** ранее являлось геологическим памятником природы, второе по размерам карстовое озеро Пермского края (3,8 га). Находится на левом берегу р. Заозерной, в 6 км к северу от пос. Мутная. На дне зафиксировано 12 карстовых воронок (*Особо охраняемые ..., 2002*).

***Вильвенское озеро*** ранее являлось геологическим памятником природы, находится в пойме правого берега р. Вильвы. Представляет собой округлое чашеобразное карстовое проточное озеро диаметром 50–60 м. Имеет химически неоднородный состав воды на разных глубинах.



***Исчезающее озеро*** (ранее ООПТ местного значения) – карстовое озеро глубиной 10,2 м.

Необходимо восстановить охраняемый статус ранее выделенных объектов, кроме этого, внести на рассмотрение уникальный палеонтологический памятник ***Разрез Полазна*** – местонахождение пермских строматолитов и флоры. В разрезе Полазна, расположенном в железнодорожной выемке у станций Полазна и Дивья, а также в отработанной части Чумкасского карьера у пос. Демидково, встречаются хорошо сохранившиеся остатки стволов, филлоидов и спорофиллов. Здесь была сделана первая достоверная находка спорофилла *Viatcheslavia vorcutensis*, а также типовой материал вида дисперсных спор (микроспор), принадлежавших вячеславиям, но описанных под самостоятельным названием *Densoisporites polaznaensis* Naug. Et Zavjalova (*Naugolnykh, Zavjalova, 2004*). В Чумкасском карьере отмечаются многочисленные строматолитовые постройки грибообразной формы высотой до 1 м (реже – 3 м), отличающиеся от вмещающих пород тонкоплитчатым строением. Они относятся к сфероидальным строматолитам *Stratosphaerella* и характеризуются мелкобугорчатой поверхностью. Несколько выше по разрезу среди пелитоморфных доломитов и мергелей на поверхности напластования фиксируются отпечатки кристаллов льда (*Геологические памятники..., 2009*).

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. Ведущая роль в структуре промышленности района принадлежит топливно-энергетическому комплексу. Здесь в 1929 г. *П. И. Преображенским* было открыто первое на Урале месторождение нефти, и активно ведется ее добыча. Электроэнергетика представлена крупнейшей в Европе Пермской ГРЭС, в 1954 г. построена Камская ГЭС и образовано Камское водохранилище. Район охвачен развитой сетью железных и автомобильных дорог, ведется строительство крупных мостов через Чусовской плес водохранилища. Сульфатный карст в условиях высокой техногенной нагрузки создает ряд проблем при освоении этой территории.

***Разработка месторождений нефти***. На берегу Камского водохранилища и его акватории расположено Полазненское месторождение нефти. Здесь с 70-х годов XX века наблюдается разгрузка нефтезагрязненных карстовых подземных вод в водохранилище (*рис. 3.4.29*).

**Рисунок 3.4.29** **Выходы нефтезагрязненных подземных вод (фото *Н. Максимовича*)**

Месторождение открыто в 1937 г. В промышленной эксплуатации находятся объекты, приуроченные к отложениям турнейского, визейского ярусов и башкирско-верейским отложениям. Объем начальных извлекаемых запасов – 8 млн тонн. По состоянию на 2009 г. было пробурено 90 скважин и 2 боковых ствола, из них эксплуатационный фонд – 13 добывающих скважин. Фонд ликвидированных скважин составлял 68% от общего фонда (*Лядова и др., 2010)*. Нефть имеет исключительно высокое качество – особо легкая, маловязкая, малосмолистая, среднесернистая, парафинистая. Полазненский карстовый участок имеет ряд особенностей, обусловленных развитием карста, которые способствуют загрязнению первого от поверхности водоносного горизонта нефтепродуктами. Прежде всего, это практически полное отсутствие поверхностного стока. Карст создает существенную фильтрационную неоднородность массива.

Ряд исследователей связывает загрязнение гидросферы Полазненского участка с попаданием нефти в водоносный горизонт в ходе ее добычи и транспортировки, другие – с ее восходящей миграцией (*Комплексные газогеохимические …, 1991; Костарев, 2004; 2015; Оборин и др., 2008*).

Проведенными исследованиями установлено, что причина загрязнения массива, а также водохранилища – линза нефти мощностью 2–3 м на поверхности трещинно-карстовых вод в породах кунгурского яруса на глубине 30–40 м с абсолютными отметками 100–108 м, по составу близкая нефти Полазненского месторождения. Наиболее вероятными причинами ее формирования могли стать перетоки из продуктивных пластов по аварийным скважинам и затрубному пространству дефектных скважин, сбросы нефти в карстовые



воронки в первые годы эксплуатации месторождения, а также аварии на нефтепроводах (*Максимович, Мещерякова, 2009, 2009а; Пиковский и др., 2016*).

Условия нефтяного загрязнения массива, а именно структурные и литолого-петрографические особенности массива, физико-химические особенности загрязнителя, техногенная нагрузка на исследуемую территорию и другие, предопределили здесь особый механизм формирования нефтяного загрязнения.

Загрязнение гидросферы имеет достаточно сложный механизм, обусловленный существенной фильтрационной неоднородностью массива, разностью плотностей нефти и воды, колебанием уровня водохранилища, развитием микробиологических процессов и др.

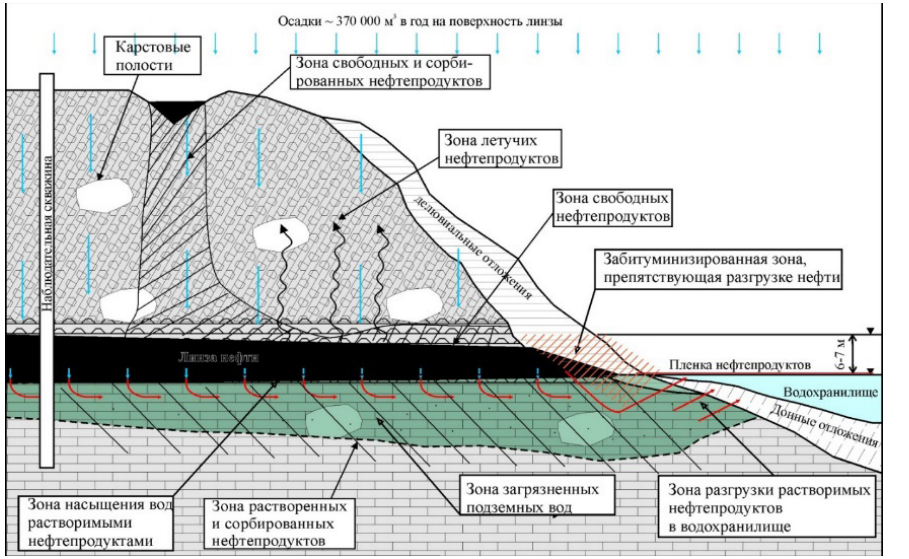



**Рисунок 3.4.30** **Механизм загрязнения массива нефтепродуктами**

Закарстованный, в том числе и с поверхности (до 30% пустотности), массив, явился хорошим коллектором для нефти и имеет тесную гидравлическую связь с водохранилищем. В результате битуминизации рыхлых отложений береговой зоны нефть оказалась в своеобразной гидродинамической ловушке (*рис. 3.4.30*). Дождевые и талые воды (около 280 тыс. м$^3$ в год с учетом испарения на площадь линзы) инфильтруются в закарстованный массив и за счет разности плотностей фильтруются сквозь линзу. Воды загрязняются

растворимыми нефтепродуктами и поступают в водохранилище. Интенсивность их поступления контролируется колебаниями уровня водохранилища, достигающими 6–7 м в год, количеством осадков, интенсивностью снеготаяния, поэтому концентрации нефтепродуктов в водохранилище крайне изменчивы во времени.

Литология пород массива определяет их низкие сорбционные способности по отношению к загрязнителю. Высокая закарстованность и трещиноватость приводит к быстрому и беспрепятственному проникновению загрязнителя вглубь массива. Карстовые полости и трещины являются как каналами для миграции загрязнителя, так и его коллекторами, где происходит скопление нефтепродуктов. В дальнейшем они частично разгружаются в водохранилище и выступают в виде вторичного источника загрязнения.

Загрязнение подземных вод в настоящее время происходит, главным образом, за счет выноса растворенных нефтепродуктов при фильтрации через линзу дождевых и талых вод. На месторождении в прибрежной зоне водохранилища существует дренажная система для перехвата части нефтепродуктов, а также нефтеограждающие боны на акватории.

На основании изучения механизма загрязнения *Л. Н. Поповым* и *Н. Г. Максимовичем* была разработана, опробована и запатентована специальная установка для откачки нефти через существующие наблюдательные скважины, позволяющая уменьшить мощность линзы до 5 см (*рис. 3.4.31*).

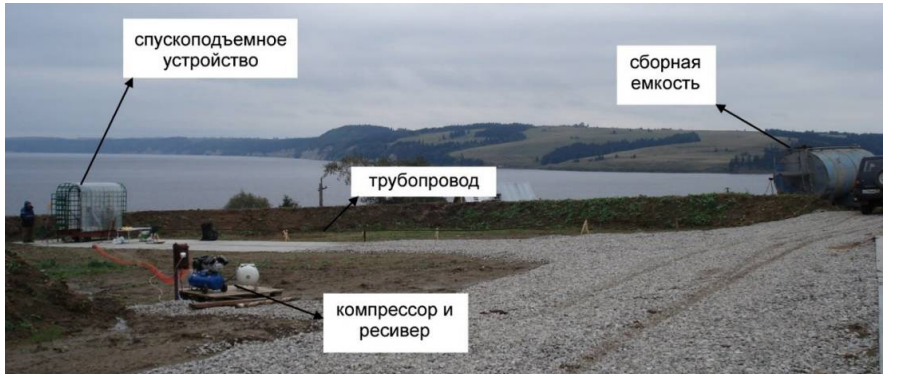



**Рисунок 3.4.31** **Установка для откачки нефти с поверхности трещинно-карстовых вод**



Обводненность откачиваемой нефти составляла 3–4% Уменьшение мощности линзы существенно снижает вынос нефтепродуктов за счет уменьшения пути фильтрации воды через нефть. Усиливается поступление кислорода, необходимого для химического и биологического окисления нефти. Для очистки подземных вод от растворенных нефтепродуктов разработан и запатентован микробиологический метод и регламент внесения биомассы в скважины. Для этого выделен консорциум аборигенных активизированных микроорганизмов, отобранных из подземных вод месторождения. Запатентовано также устройство для контроля процессов очистки вод от нефтепродуктов (*Максимович, 2016; Максимович и др., 2016; Максимович, Мещерякова, 2009а; Максимович, Хмурчик, 2006, 2007; Попов, Максимович, 2008; Хмурчик, Максимович, 2007*).

***Гидротехническое строительство***. Камская ГЭС, построенная в 1954 г. ниже впадения в р. Каму р. Чусовой, в настоящее время находится в черте г. Перми. Расчетный напор плотины – 21 м, ее длина – 2,5 км. Водосливная бетонная гидроэлектростанция длиной около 400 м расположена в русле реки около ее крутого правого берега (*рис. 3.4.32*) (*Максимович, 2006*).

**Рисунок 3.4.32** **Бетонная плотина Камской ГЭС (фото *Н. Максимовича*)**

В зону влияния сооружения входят пермские отложения: (сверху вниз) шешминский горизонт, представленный переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками; соликамский горизонт, сложенный известняками, доломитами и мергелями с прослоями, линзами, кристаллами гипса (до 35%). Ниже залегают гипсы в ангидритах иренского горизонта, являющиеся региональным водоупором (*рис. 3.4.33*)

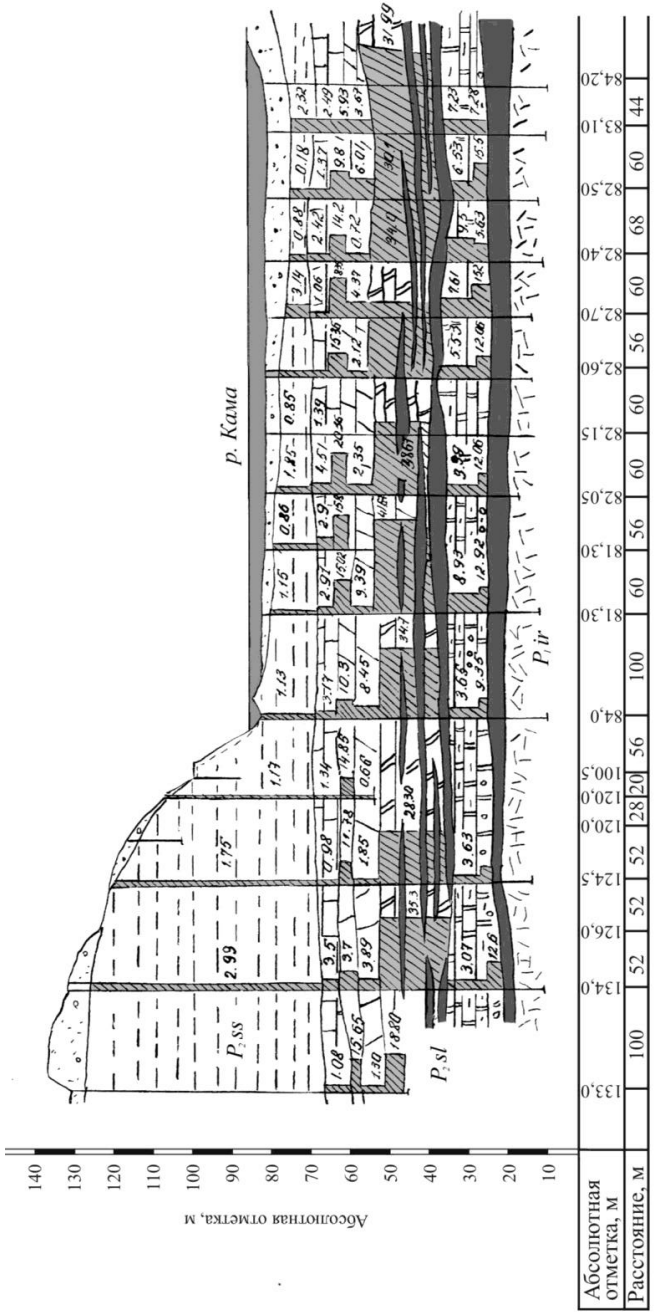



**Рисунок 3.4.33** Гипсоносность пород по створу Камской плотины (*по данным изысканий для строительства*)
*1* – песчано-галечные отложения русла и надпойменной террасы, *2* – аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков, *3* – известняки, *4* – доломиты, *5* – мергели, *6* – доломиты, *7* – мергели и доломиты с прослоями и линзами гипса, *8* – доломиты, *9* – гипсы, *10* – ангидриты, *11* – среднее содержание гипса в %



Породы на участке створа характеризуются неоднородной трещиноватостью. Инженерно-геологической особенностью плотины является наличие в основании легкорастворимых гипсов, причем в сульфатно-карбонатной толще в целом наблюдается увеличение содержания сульфата кальция вниз по разрезу.

Скважинами на глубинах 59–73 м встречена сульфатная толща, представленная в кровле гипсами мощностью 1,6–5,6 м, ниже – ангидритами. Породы основания ГЭС имеют неодинаковую загипсованность по вертикали. Наименее загипсованы отложения шешминского горизонта (до 1,3%) (*табл. 3.4.2*).

**Таблица 3.4.2** **Содержание гипса в породах основания Камской ГЭС** (*Маменко, 1969*)

| Пласт | Мощность, м | Форма распространения гипса | Среднее содержание гипса в % по весу |
|---|---|---|---|
| Аргиллиты и алевролиты | 5–7 | дисперсный, отдельные кристаллы до 5 м | 1,3 |
| Известняки плитчатые | 4–5 | дисперсный | 2,0 |
| Доломиты | 2,5–3 | мелкие включения, прослои до 0,5 м | 15,9 |
| Мергели известковистые | 6–8 | дисперсный, заполнитель трещин | 3,1 |
| Гипсоносные мергели и доломиты | 11–19 | прослои, линзы суммарной мощности около 9,5 м | 35,2 |
| Доломиты глинистые | 9,0 | дисперсный | 4,9 |
| Доломиты полосчатые | 3,5 | дисперсный | 12,6 |
| Гипс | 5,0 | – | 100 |
| Ангидрит | 115 | – | – |

Гипс встречается в виде линз, прослоев, отдельных кристаллов, а также в дисперсном состоянии. Под электронным микроскопом в аргиллите и алевролите гипс наблюдается в виде удлиненных кристаллов плохой сохранности. Реже он встречается в виде кристаллов размером до нескольких сантиметров (*рис. 3.4.34*). Содержание его по весу в отдельных пластах достигает 35% (*Максимович; 2006*).

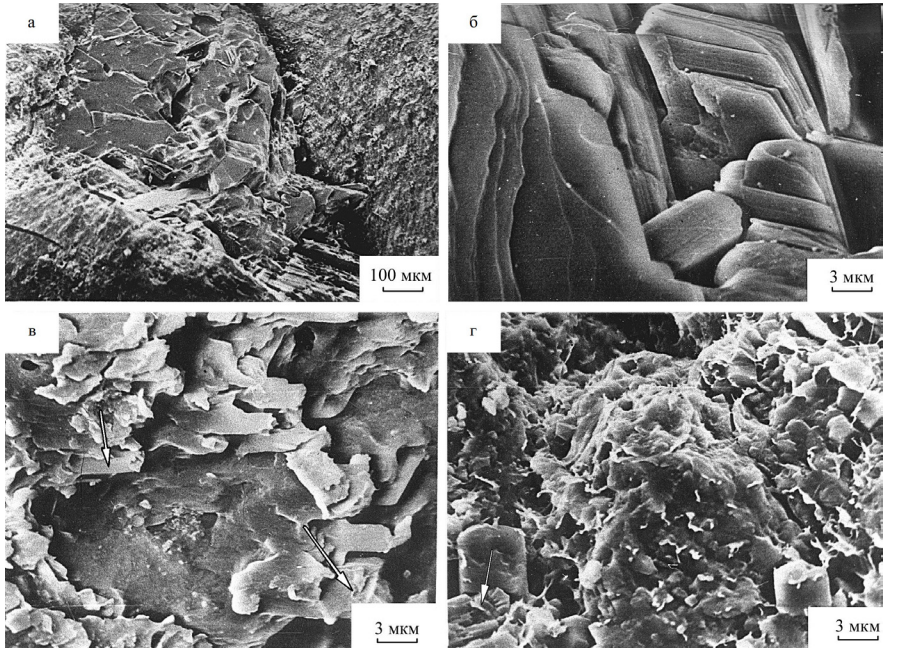



**Рисунок 3.4.34** **Гипс в породах шешминского горизонта**
***а, б* – кристалл в аргиллите, дисперсный гипс;**
***в* – в аргиллите; *г* – в алевролите (показан стрелками).**
**Скол, перпендикулярный напластованию.**

В сульфатно-карбонатной толще в целом наблюдается увеличение содержания сульфата кальция вниз по разрезу (*рис. 3.4.35*). Наибольшее количество гипса приурочено к доломитам, где среднее его содержание составляет 15%, наименьшее (3%) – к мергелям (*Кузнецов, 1952*).



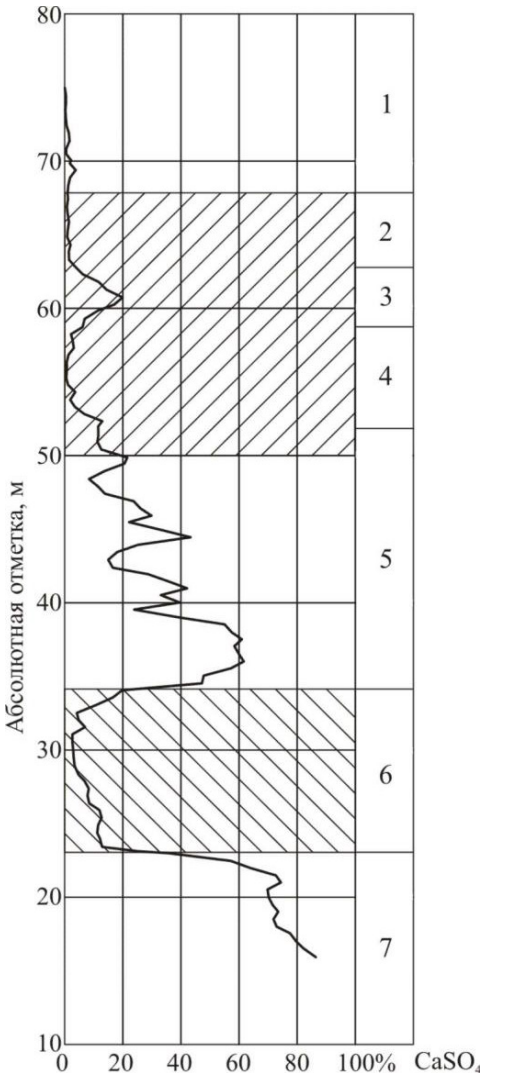



**Рисунок 3.4.35** **Содержание сульфата кальция в породах основания Камской ГЭС (*Кузнецов, 1952*)**
***1* – песчано-глинистые отложения шешминского горизонта; *2–6* – отложения соликамского горизонта:**
***2* – плитчатые известняки, *3* – доломиты,**
***4* – известковистые мергели, *5* – гипсоносные мергели и доломиты, *6* – глинистые доломиты; *7* – гипсы и ангидриты иренского горизонта. Штриховкой показаны водоносные горизонты**

Наиболее распространенными являются прослои волокнистого гипса мощностью от долей миллиметра до 0,5 м. Количество их значительно, например, на 10 см керна насчитывается до 50 слоев. Мощность слоев выдержана на значительном расстоянии. Контакт гипса с вмещающими породами ровный (*рис. 3.4.36 а*), при раскалывании по нему образуются гладкие поверхности.

Рассеянный гипс встречается в различных формах: от микроскопических кристаллов и их сростков (*рис. 3.4.36 б; 3.4.36 в*) до гнезд и линз, образованных беспорядочно ориентированными кристаллами с примесью вмещающих пород (*рис. 3.4.36 г*).

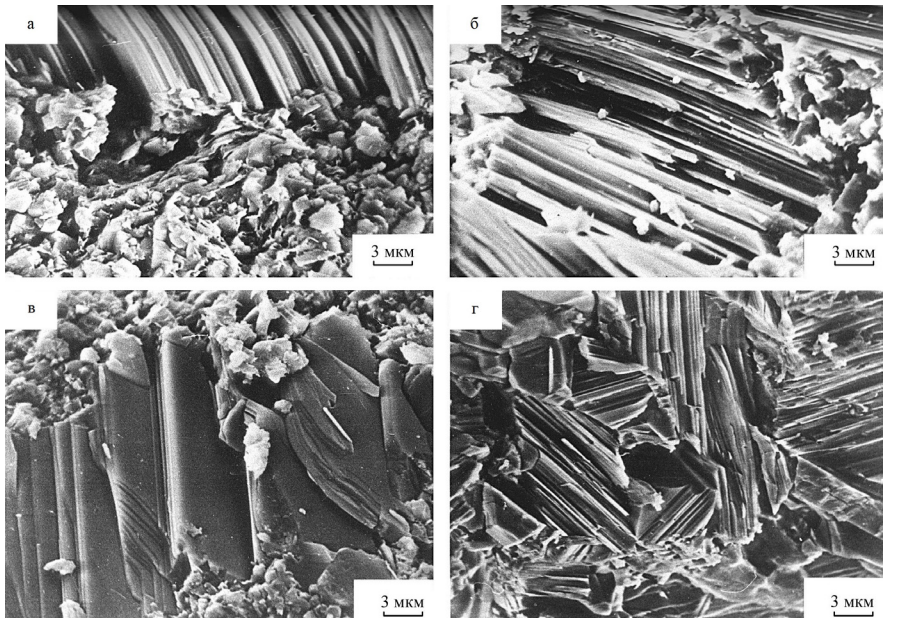



**Рисунок 3.4.36 Гипс в породах соликамского горизонта**
***а* – контакт гипса-селенита с доломитовым мергелем;**
***б*, *в* – включения гипса в доломитовом известняке;**
***г* – гнездо гипса в доломитовом мергеле; *а*, *г* – перпендикулярный; *б*, *в* – параллельный напластованию скол**

В районе створа плотины карбонатно-сульфатные отложения перекрыты некарстующимися слабоводопроницаемыми в вертикальном направлении породами, что препятствует развитию карста.



В северном направлении происходит поднятие кровли пород иренского горизонта, и в районе мыса Чусовская стрелка Камского водохранилища в 400–500 м от створа плотины они залегают на небольшой глубине. До создания водохранилища в нижней части крутого Камского берега под отложениями соликамского горизонта обнажались гипсы иренского горизонта.

Гидрогеологическая обстановка, существовавшая в естественных условиях, в значительной степени изменилась после строительства ГЭС и в процессе ее эксплуатации. Можно выделить три этапа: первый – до создания водохранилища (1954 г.); второй – с 1954 г. до конца 70-х годов, характеризующийся изменением гидродинамической обстановки и недостаточно эффективной работой противофильтрационных устройств в новых условиях; третий – с начала 80-х годов, когда отмечается изменение гидрогеологических условий после доуплотнения цементационной завесы силикатным раствором (*Максимович, 2006*).

В основании ГЭС до создания водохранилища были выделены три водоносных горизонта: шешминский, для которого характерны гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,4–2 г/дм$^3$; верхнесоликамский с сульфатными и хлоридно-сульфатными водами (1,5–35 г/дм$^3$) и нижнесоликамский, воды которого представляют собой рассолы с минерализацией до 80 г/дм$^3$.

После строительства плотины в ее основании произошли существенные изменения гидродинамических и гидрохимических условий: изменение напоров подземных вод и фильтрация из водохранилища пресных вод в основании сооружения. Определенное влияние оказали периодическое включение дренажа, уменьшение со временем эффективности цементационной завесы, внедрение в массив большого количества цементного отжима при создании завесы, течи в потернах и др.

В шешминском водоносном горизонте область разгрузки вод нижележащих горизонтов сместилась в сторону нижнего бьефа, и началось опреснение подземных вод. На некоторых участках величина сухого остатка снизилась с 2–3 г/дм$^3$ в 1958 г. до 0,2–0,5 г/дм$^3$ в 1973 г., содержание сульфат-иона существенно уменьшилось, содержание гидрокарбонатного иона увеличилось.

В верхнесоликамском водоносном горизонте уровни возросли и превышают естественный уровень на 3–6 м, питание происходит как за счет минерализованных вод, разгружающихся из нижнесоликамского водоносного горизонта, так

и за счет опресненных вод нижележащего горизонта (*Орадовская, 1962*). В нижнесоликамском водоносном горизонте существенных изменений не произошло.

Наибольший напор под зданием ГЭС имеет нижнесоликамский водоносный горизонт, наименьший – шешминский, т. е. разгрузка подземных вод осуществляется в русло реки.

При проектировании Камской ГЭС, учитывая гидрогеологические особенности района створа, были предусмотрены противофильтрационная цементационная завеса и вертикальный глубинный дренаж. В процессе эксплуатации пришлось столкнуться с проблемой растворения гипса.

Данные режимных, гидрохимических и гидродинамических наблюдений показали, что в основании ГЭС начали развиваться процессы опреснения подземных вод, происходит выщелачивание и растворение гипсоносных пород. В связи с этим было произведено доуплотнение цементационной завесы щавелевоалюмосиликатным раствором, разработанным в Проблемной лаборатории геологического факультета МГУ *С. Д. Воронкевичем* и *Л. А. Евдокимовой*, обладающим высокой проникающей способностью. Тампонажный эффект данного раствора достигается за счет образования геля из коллоидного раствора (золя) после его внедрения в массив путем инъекции. Использование силикатного раствора для тампонирования трещиноватых грунтов в основании плотины в отечественной практике осуществлено впервые (*Воронкевич и др., 1976; Максимович, 2006*).

После доуплотнения завесы ее коэффициент фильтрации уменьшился, причем наибольший эффект достигнут в тонкотрещиноватых породах верхнесоликамского водоносного горизонта, где он снизился с 0,19 до 0,002 м/сут, т. е. почти в 100 раз.

В верхнесоликамском водоносном горизонте, сложенном породами с высоким содержанием гипса (до 35%), для которого характерны минерализованные подземные воды (более 2 г/дм$^3$) со значительной концентрацией солей кальция и магния, за 4 года после окончания инъекционных работ в 2 раза уменьшился коэффициент фильтрации как самой завесы, так и пород в прилегающей к ней зоне мощностью 5 м.

Создание плотной завесы привело к изменению фильтрационной картины в основании плотины. Уменьшение напоров после доуплотнения завесы в верхнесоликамском водоносном горизонте усилило перетекание в него высокоминерализованных вод нижнесоликамского водоносного горизонта. Этот факт с точки зрения сохранности гипса следует рассматривать как положительный, т. к. разгрузка вод нижнесоликамского горизонта в верхнесоликамский, происходившая в естественных условиях, препятствовала развитию гипсового карста.



***Мостостроение***. При строительстве железнодорожного моста через р. Чусовую (*рис. 3.4.37*) в 1,5 км до ее впадения в р. Каму под устоями проектируемого моста было пробурено несколько скважин, которые вскрыли погребенные карстовые воронки и полости, в том числе подрусловые пустоты, часто с потоком карстовых вод. Наибольшая закарстованность наблюдалась в районе правого берега. Здесь, в гипсах на глубине 20–27 м, установлены пустоты с максимальной вертикальной амплитудой 6–7 м (*рис. 3.4.38*). Для обеспечения безопасности моста в карстовые полости был закачен раствор тампонажной смеси, состоящий из суглинков и цемента в соотношении 1 : 1. Под одну опору предполагалось закачать 3 тыс. м$^3$, а под другую – 6 тыс. м$^3$ раствора. Проект был составлен с значительным запасом, учитывающим возможность выноса части смеси потоком карстовых вод в ходе инъекции. Фактическое поглощение составило около одной трети от проектной (*Максимович, Горбунова, 1958*).

**Рисунок 3.4.37** **Железнодорожный (*а*) и автомобильный (*б*) мосты через р. Чусовую, построенные на закарстованных гипсах иренского горизонта (фото *Н. Максимовича*)**

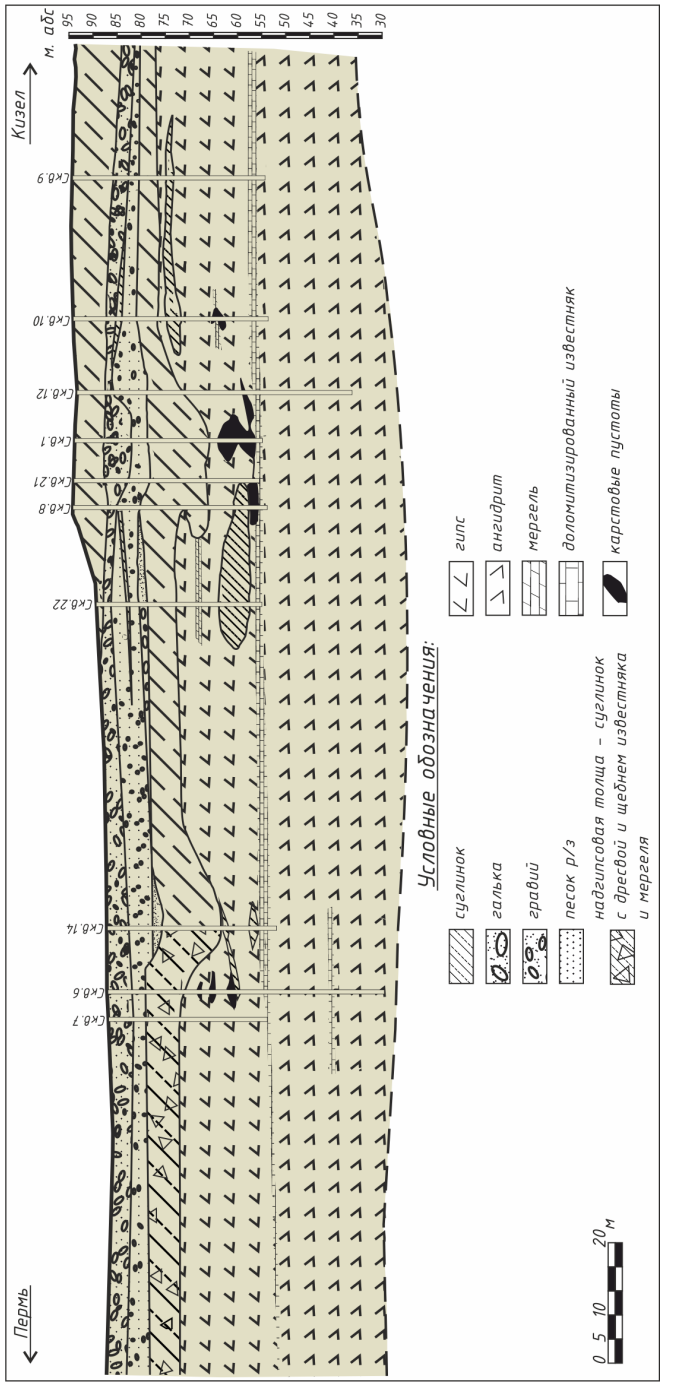



**Рисунок 3.4.38** **Геологический разрез правого берега р. Чусовой в основании железнодорожного моста** (*архивные данные лаборатории геологии техногенных процессов Естественнонаучного института ПГНИУ*)



В 1996 г. через р. Чусовую в 1,5 км выше по течению от железнодорожного моста построен двухполосный автомобильный мост шириной 12 м и протяженностью 1,6 км.

При изысканиях в 1977 г., выполненных трестом ВерхнекамТИСИз, на участке мостового перехода через р. Чусовую в двух скважинах в русле р. Чусовой зафиксированы две карстовые полости: незаполненная, высотой 0,8 м, и заполненная глинистым материалом, высотой 1,5 м. На левом берегу реки в 1975 г. на автодороге, ведущей к существующей тогда переправе, образовался провал диаметром около 3 м.

В настоящее время ведется строительство второй очереди моста. При изысканиях, выполненных в 2011 г. трестом ВерхнекамТИСИз на участке мостового перехода через р. Чусовую, были вскрыты карстующиеся породы иренского горизонта, залегающие на глубинах 25,7–29,0 м, мощностью 22,3–23,6 м. В одной из скважин в интервалах 30,2–30,8 м и 32,7–33,1 м встречены незаполненные карстовые полости. Сульфатные отложения вскрыты на глубинах 25,7–57,6 м и представлены ангидритами, с гнездами гипса и доломита. В другой скважине в интервале 45,9–46,8 м вскрыта заполненная карстовая полость (*Утемова, Папировая, 2015*). Эти обстоятельства необходимо учитывать для обеспечения безопасности моста.

## 3.5 Лысьвенский район локального распространения сульфатного карста

Район занимает северную часть Сылвенской впадины на участках нижнего течения рек Вильвы, Усьвы и Лысьвы (бассейн р. Чусовой) и имеет площадь 505 км$^2$ (*рис. 3.5.1; 3.5.2*). Расположен в пределах Лысьвенского и Чусовского городских округов. *К. А. Горбунова* (*1992*) на этой территории выделяла отдельные карстовые участки. Однако, учитывая схожесть характера карстовых явлений, авторы посчитали возможным определить эту территорию как самостоятельный карстовый район.

Рельеф территории холмисто-увалистый со средними абсолютными отметками от 109–250 м на западе до 400–500 м на востоке, что отражает общий подъем местности по направлению к Уралу.

Основные реки района – Чусовая с главным притоком р. Усьвой (с притоками – р. Вильвой и р. Вижай). Долины р. Чусовой и притоков врезаны на 150–200 м, создавая рас-

членный рельеф местности, изобилуют выходами коренных пород. Весеннее половодье на реках начинается в конце второй – начале третьей декады апреля и заканчивается в среднем во второй половине июня.

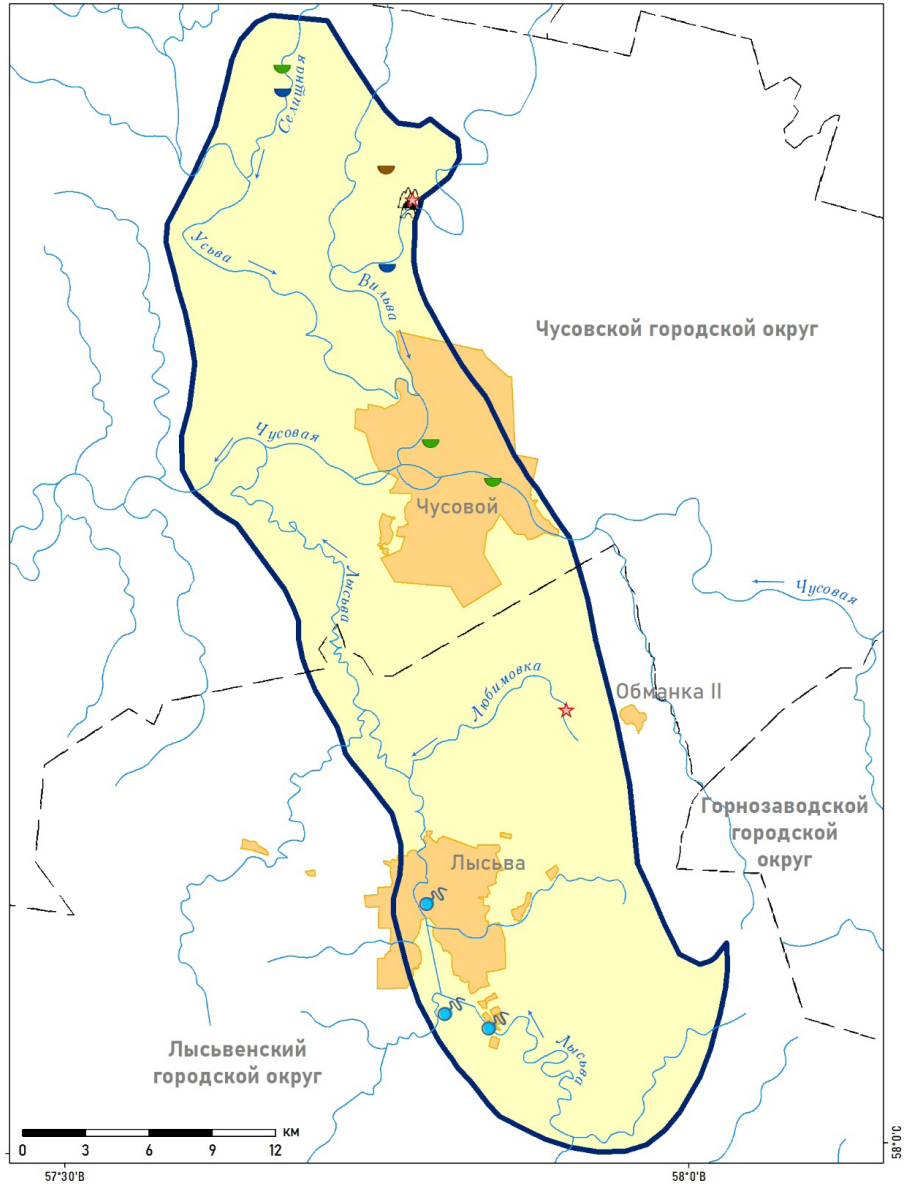



**Рисунок 3.5.1** Лысьвенский карстовый район



**Литология**
- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**
- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**
- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**
- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**
- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.5.1*

**Рисунок 3.5.2** Выходы гипсов горы Опока на правом берегу р. Вильвы (фото *О. Кадебской*)

**Геологические условия развития карста**. Район расположен вдоль восточной границы Предуральского прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости. Здесь наиболее закарстованы гипсы лекской и поповской свит. В разрезе гипсы вскрываются на локальных участках. Наиболее крупные из них – Опокинский, Селищенский, Утесовский, район железнодорожного вокзала в г. Чусовой, Любимовский и Лысьвенский. Нижнепермские образования представлены приуральским отделом в полном объеме и включают ассель-

ский, сакмарский, артинский, кунгурский и уфимский ярусы. Пласты и линзы гипса и ангидрита встречаются в разрезе лекской и кошелевской свит. Сульфатные отложения переслаиваются с полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, мергелями и известняками.

С юга на север в пределах распространения лекской свиты наблюдается уменьшение мощности прослоев гипса и ангидрита и увеличение мощности перекрывающих карстово-обвальных отложений (*Снитко и др., 2017*).

**Гидрогеологические условия**. Водоносный кунгурский комплекс представлен двумя горизонтами в терригенных отложениях кунгурского яруса: кошелевским и лекским. Комплекс развит по восточному борту Предуральского прогиба. В западном направлении он погружается под соликамские отложения с глубиной залегания кровли до 150–164 м. Литологическая пестрота и невыдержанность водовмещающих пород, фациальное замещение преимущественно песчаниковой кошелевской свиты на западе глинисто-мергельными породами поповской свиты с одновременным погружением толщи приводит к закономерным изменениям гидрогеологических условий в западном направлении.

В верхней трещиноватой зоне, выше эрозионного вреза развиты безнапорные трещинно-грунтовые воды, питающие многочисленные нисходящие родники. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод в долинах рек – 1,84–12,0 м, а на водоразделах и склонах –16–50 м.

Ниже дренирующей сети залегают напорные трещинно-пластовые воды. Нередко напорные воды, глубина залегания которых колеблется в пределах 6 – 121 м, питают восходящие источники. Для кунгурского водоносного комплекса характерно постепенное увеличение напора подземных вод по мере вскрытия все более глубоких водоносных слоев.

По химическому составу подземные воды кунгурского комплекса весьма разнообразны. В зоне активного водообмена развиты пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,54 г/дм$^3$, редко встречаются гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 0,11–0,68 г/дм$^3$. Достаточно часто встречаются сульфатно-натриевые, сульфатно-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые (натриевые) воды, появление которых обусловлено выщелачиванием гипса, залегающего в виде прослоев и линз. Минерализация сульфатных вод изменяется от 0,37 до 4,1 г/дм$^3$. По степени жесткости – это мягкие и умеренно жесткие воды, а сульфатные и хлоридные воды (с общей жесткостью 11,1–100,1 мг-экв/дм$^3$) – очень жесткие (*Снитко и др., 2017*).



Водоносный ассельско-артинский комплекс приурочен к терригенным породам ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. На рассматриваемой территории включает два водоносных горизонта: артинский и ассельско-сакмарский.

Данный комплекс выходит на поверхность в передовых складках западного Урала, вдоль восточного борта Предуральского краевого прогиба. Комплекс сложен ритмично построенной терригенной толщей, погружающейся на запад под более молодые отложения. В пределах прогиба он является краевым склоном артезианского бассейна, находясь полностью в зоне затрудненного водообмена. Водоносными породами являются песчаники, конгломераты, алевролиты и, в меньшей степени, известняки, разделенные невыдержанными водоупорными прослоями и пачками аргиллитов. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод колеблется от 0,7 до 84 м. Преобладающий тип родников – нисходящий. Водообильность комплекса обусловлена литологическим составом, трещиноватостью, наличием разрывных нарушений и условиями залегания. Дебиты родников колеблются от 0,05 до 60,0 л/с, скважин – от 0,91 до 42,0 л/с.

В химическом составе преимущественное развитие получили пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды с минерализацией 0,09–0,48 г/дм$^3$. Смешанные гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые и сульфатно-кальциевые, сульфатно-натриевые воды встречаются исключительно редко. Минерализация этих вод изменяется от 0,29 до 3,04 г/дм$^3$. В зоне затрудненного водообмена развиты соленые сульфатные и хлоридные воды.

Карстовые источники в районе г. Опока питаются за счет р. Опоки, сток которой на некоторых участках поглощается, а также инфильтрации атмосферных осадков, и имеют минерализацию 0,9–2,2 г/дм$^3$. Суммарный дебит источников составляет от 5 в межень до 56 л/с в паводок.

В районе известны три месторождения сульфатных вод.

Участок «Лесная вода» расположен на территории санатория-профилактория «Зорька», в 7,5 км северо-западнее г. Лысьвы. В интервале 100–200 м вскрыты минеральные воды сульфатного магниево-кальциевого состава с минерализацией 2,35–2,66 г/дм$^3$. Минеральные воды отнесены к XII группе сульфатных магниево-кальциевых вод казанского типа.

Дом отдыха «Сокол»: скважина глубиной 70 м пробурена в 1990 г. Находится на востоке от г. Лысьва на правом берегу р. Невидимка, в окрестности ее устья. Водоносный горизонт

с минеральной водой локализован в интервале 50–70 м в кавернозных окремненных известняках кошелевской свиты. Дебит – 4 л/с, вода сульфатная магниево-кальциевая.

Каменноложское (Лысьвенское) месторождение подземных вод расположено в 2 км к югу от южной окраины г. Лысьвы, на правобережье р. Лысьвы. Подземная вода имеет минерализацию менее 1 г/дм$^3$. Вода в основном гидрокарбонатно-кальциевая и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая. Обильный водоносный горизонт пресных вод заключен в трещинных породах кунгура. Источники постоянного пополнения запасов – приток трещинных вод с расходом около 36,9 тыс. м$^3$/сут и р. Лысьва, инфильтрация из которой составляет до 21,05 тыс. м$^3$/сут (*Снитко и др., 2017*).

**Карстовые явления**. На Опокинском участке в гипсах кунгурского яруса наблюдаются воронки, котловины, карстовые лога, исчезающая р. Опока, карстовые источники и пещеры. На Чусовском участке закарстованы кунгурские гипсы, залегающие среди карбонатно-терригенных пород в зоне надвига. Характерны воронки, провалы, подземные полости (*Горбунова, 1977*).

С 1950 г. на территории района зафиксировано 10 провалов с типичными размерами до 3 м в поперечнике и до 2 м глубиной. Самый крупный произошел в 1965 г. в г. Чусовом и имел размеры 7 на 8 м при глубине 9 м.

По архивным данным Горного института УрО РАН и сведениям, полученным от спелеологов, в районе известны 4 пещеры в гипсах и ангидритах горы Опока: Ниша, пещера Без Названия, Малая и Большая Опокинские. Крупнейшей ранее являлась ***Большая Опокинская*** протяженностью 188 м и глубиной 20 м (*Пещеры Поволжья, 2010*; *Агашков, Трушникова, 1965*). Благодаря высокой интенсивности растворения сульфатных отложений пещеры быстро эволюционируют.

**Рисунок 3.5.3** **Обвалы у входов в пещеры Большая Опокинская (*а*) и грота Ниша (*б*), 2020 г. (фото *О. Кадебской*)**



***Грот Ниша*** расположен в скальном обнажении над р. Вильвой. Абсолютная отметка входа – 136 м. Имеет ширину 11 м и высоту 5 м. Протяженность грота ранее составляла 7,5 м, после разрушения привходовой части протяженность полости вглубь массива – не более 3 м (*рис. 3.5.3*).

***Большая Опокинская пещера*** находится на склоне самой крупной карстовой котловины. До обвала привходовой части в пещеру можно было попасть через узкий понор, в котором поглощалась р. Опока. В настоящее время вода уходит в завал, а вход в пещеру доступен только со склона карстовой котловины. Вход в крупный привходовой грот, размерами 15 на 20 м, перекрыт завалом. Длина пещеры составляет 22 м, амплитуда – 7 м.

***Малая Опокинская пещера*** расположена в цепи крупных впадин тылового шва древней террасы. Вход находится в борту воронки и имеет треугольную форму (*рис. 3.5.4*). Пещера представляет собой горизонтальный тоннель высотой 1,2 м и шириной 1,5–2 м. В конце тоннель протяженностью 11 м после завала расширяется до небольшого грота длиной 5,5 м и шириной 2,5 м при высоте до 3 м. В своде грота расположены заполненные органные трубы. При обследовании пещера в привходовой части была заполнена льдом. Общая длина полости составляет 33 м, амплитуда – 8 м.

**Рисунок 3.5.4** **Скальное обнажение и вход в пещеру Малая Опокинская (фото *О. Кадебской*)**

По результатам съемки 2019 г., проведенной группой «*Speleodays*», в настоящее время крупнейшей пещерой района является Малая Опокинская (*рис. 3.5.5*).

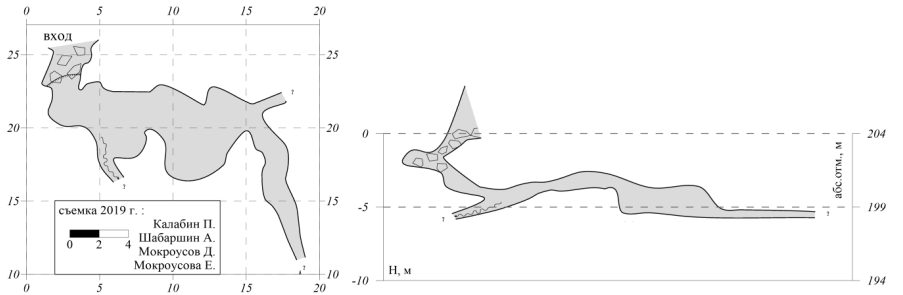



**Рисунок 3.5.5** **План и разрез пещеры Малая Опокинская** (*Калабин, Шабаршин, Мокроусов, Мокроусова, 2019*)

**Существующие особо охраняемые природные территории**. В пределах Лысьвенского карстового района выделено две памятника природы регионального значения общей площадью 44,5 га.

***Ангидрит*** является геологическим памятником регионального значения площадью 27,5 га, находится в 4,3 км северо-западнее пос. Обманка-2 Лысьвенского района (*рис. 3.5.6*).

Склоны безымянного ручья притока р. Любимовки интенсивно закарстованы. Здесь в большом количестве встречаются карстовые воронки, рвы и ниши. Гипс в обнажении имеет розоватый оттенок, встречаются прослои селенита и сегрегационного гипса с кристаллами до 2 см. На скальных выходах сульфатных пород произрастают березово-еловые леса (*ООПТ, 2017*).

***Опока*** является ландшафтным памятником регионального значения площадью 17 га. Изолированность массива горы Опока приводит к тому, что он представляет собой эталон проявлений сульфатного карста в миниатюре. Здесь существует своя область поглощения поверхностных вод р. Опоки и область разгрузки карстовых вод – источники у восточного подножия горы Опока. Основными карстовыми формами являются провальные воронки. Отмечено свыше 60 впадин до 50 м в диаметре. Три карстовые котловины превышают 100 м в диаметре и образовались за счет слияния нескольких провалов. В наиболее крупной северо-восточной котловине глубиной 54 м в поноре идет поглощение вод р. Опоки. Ранее воды речки уходили под скалистое обнажение гипса высотой 40 м. Органные трубы зафиксированы в бортах карстовых воронок.



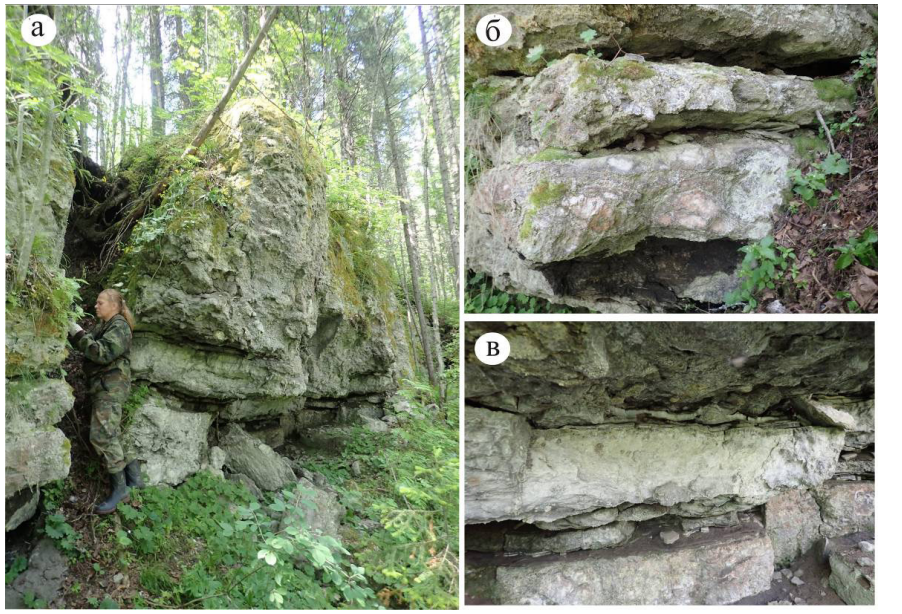



**Рисунок 3.5.6** **Выходы гипса ООПТ Ангидрит (фото** *О. Кадебской*) ***а* – обнажение гипса в борту ручья; *б* – выходы розового гипса; *в* – жилы селенита между разрушенными прослоями доломита в гипсе**

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. Ведущими отраслями в структуре экономики данного района являются черная металлургия, машиностроение, металлообработка, промышленность стройматериалов, легкая и пищевая промышленность. Имеются предприятия топливно-энергетического комплекса, лесозаготовки и лесопереработки.

Большую часть территории занимает Лысьвенско-Чусовской промышленно-экономический район, который характеризуется как территории с неблагоприятным состоянием окружающей среды. Установлены обширные геохимические аномалии с ореолами и потоками с высоким содержанием различных загрязнений. Из химических элементов наиболее опасными, формирующими техногенные аномалии, отмечены: кадмий (до 50,0 ПДК), бериллий (до 5,0 ПДК), свинец (до 3,3 ПДК),фосфор (до 3,5 ПДК), цинк (до 1,8 ПДК), хром (до 5,3 ПДК), медь (до 1,4 ПДК), никель (до 1,3 ПДК), марганец (до 2,7 ПДК), титан (до 2,6 ПДК), барий (до 1,7 ПДК) (*Снитко и др., 2017*), что необходимо учитывать при экологической оценке территории, поскольку в районах развития карста отмечается повышенная миграция загрязнителей.

Река Вильва находится в зоне влияния изливов ликвидированных шахт Кизеловского угольного бассейна. В реке наблюдаются стабильно высокие концентрации железа (до 426 ПДК), алюминия (до 33 ПДК), марганца (57 ПДК), периодически – бериллия, кадмия, никеля (*Максимович, Пьянков, 2018*). Влияние изливов таких вод на ландшафтный памятник Опока, к сожалению не исследовалось.

В районе известно три ***месторождения гипса*** – Селищенское, Опокинское и Чусовское. Все месторождения приурочены к лекской свите кунгурского яруса нижней перми. Полоса выходов свиты закартирована в бассейне нижнего течения рек Вильвы и Лысьвы (*Снитко и др., 2017*).

Наиболее крупное из них Селищенское месторождение, разведаное в 1941 г., расположено в Чусовском районе, в 4,5 км северо-западнее железнодорожной станции Утес, на правом берегу р. Селищной. Приурочено к лагунным отложениям лекской свиты кунгурского яруса нижней перми. Продуктивная толща гипсов залегает среди известково-глинистых песчаников и алевролитов. Залежь линзообразная, ее мощность достигает 17,8 м (в среднем 6,1 м). Вскрышные породы представлены суглинками и глинами средней мощностью 1,7 м. Закарстованность гипсовой толщи достигает 28%. Гипс представлен тремя разновидностями: плотный, сетчатый и тонкослоистый.

Опокинское месторождение расположено в Чусовском районе, в устье р. Опоки, впадающей в р. Вильву. В пределах месторождения отмечается антиклинальная складка с падением крыльев на юго-запад и северо-восток. Гипсы выходят в обнажениях по правому берегу р. Вильвы на протяжении 1,5 км (*рис. 3.5.7*).

**Рисунок 3.5.7** **Выходы гипса в пределах Опокинского месторождения (фото** *О. Кадебской*)



Гипсоангидритовая толща погружается в юго-западном направлении (по течению р. Вильвы) с сохранением средней мощности 25 м. В центральной части месторождения мощность гипса достигает 80 м. Форма залежи линзообразная. Наиболее перспективная часть месторождения имеет длину 700 м и ширину 300 м и площадь 12 га. Полезная толща представлена гипсами белого, серовато-белого, серого, темно-серого, голубовато-белого и розовато-белого цвета, пластинчатыми, зернистыми с разнообразной сеткой мергелисто-глинистых включений. Ниже гипсов залегают монолитные ангидриты мощностью до 70 м.

## 3.6 Нижнесылвинский район сульфатного и карбонатно-сульфатного карста

Нижнесылвинский район занимает площадь 2191 км$^2$. В административном отношении приурочен к Березовскому и Кишертскому муниципальным округам, Кунгурскому и Пермскому муниципальным районам, Добрянскому и Чусовскому городским округам Пермского края, а также к городскому округу «Город Кунгур», расположен в нижнем течении р. Сылвы (*рис. 3.6.1*).

**Геологические условия развития карста**. Район занимает восточную окраину Восточно-Европейской платформы на границе с Предуральским прогибом и приурочен к Бымско-Кунгурской впадине. Крупные структуры осложнены Мазунинской и Веслянской валообразными зонами, в пределах которых выделяются локальные структуры меньших размеров (*Горбунова и др., 1992*).

В строении осадочного чехла района принимают участие отложения кунгурского яруса и породы неогеновой и четвертичной систем (*рис. 3.6.2*). Кунгурский ярус разделен на два горизонта: филипповский и иренский.

Филипповский горизонт распространен на востоке района и сложен слоистыми доломитами и доломитизированными известняками мощностью от 50 до 80 м. Породы содержат значительную примесь глинистого материала. Встречаются линзы гипса небольшой мощности.

Иренский горизонт представлен тремя сульфатными и двумя карбонатными пачками.

Ледянопещерская пачка обнажается в нижних частях склонов долин рек Сылвы, Бабки и Шаквы. В составе пачки преобладают зернисто-кристаллические, скрытокристаллические, желвакообразные, слоисто-волнистые ангидриты, меньше распространены гипсы.

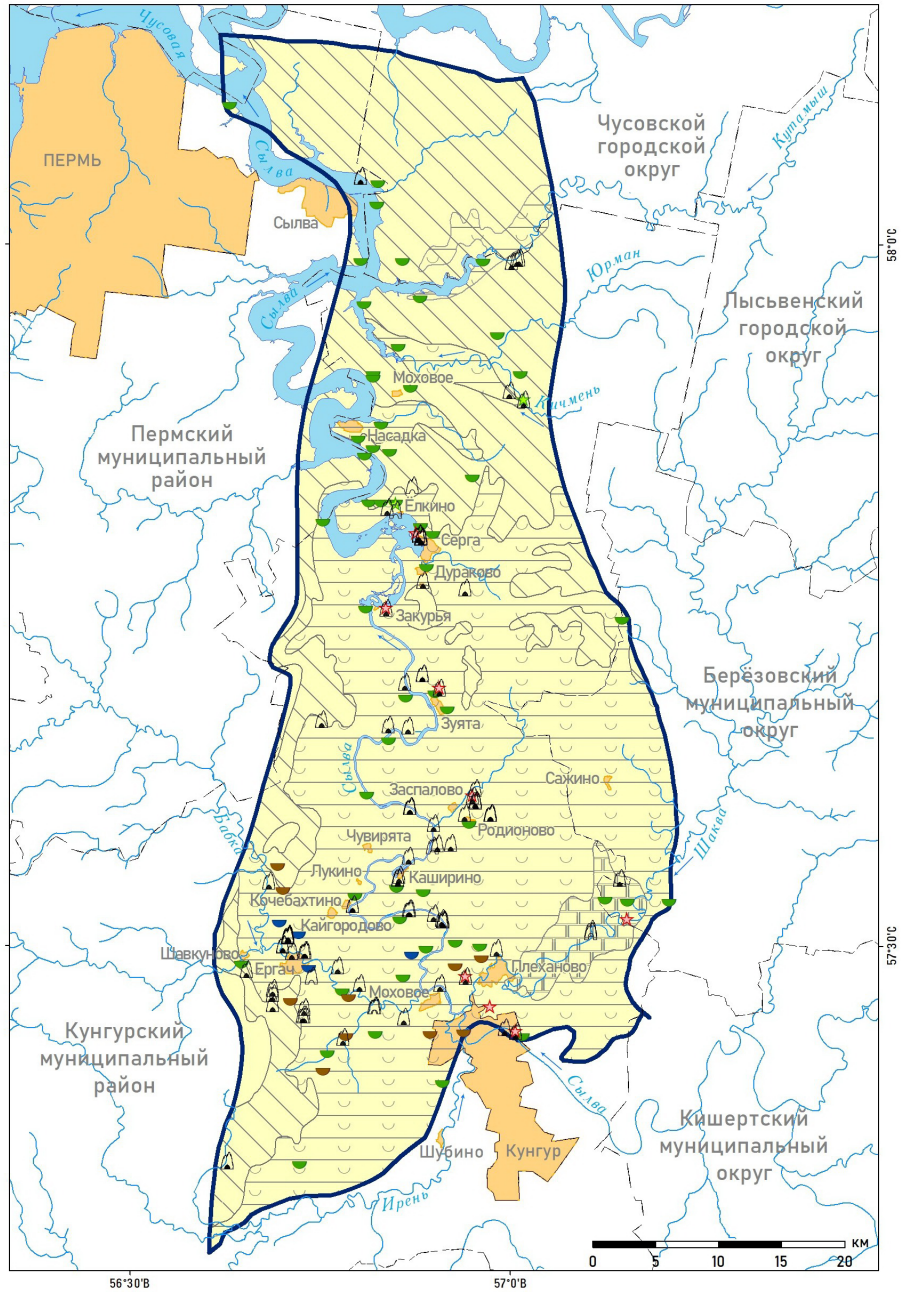



**Рисунок 3.6.1** Нижнесылвинский карстовый район



**Литология**
- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**
- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**
- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**
- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**
- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.6.1*

Гипс преобладает в присклоновых частях, встречается в местах интенсивной трещиноватости, а также вблизи контактов с карбонатными породами. Мощность пачки 35–40 м. Маркерами пачки являются бораты, часто в виде желваков, представленые боросиликатами кальция (говлитом и студеницитом).

Неволинская пачка сложена в основном доломитами и известняками доломитизированными, серыми, желто-серыми и темно-серыми, в подошве иногда с прослоем оолитового доломита мощностью до 1 см. В средней части пачки прослеживаются слои гипса мощностью до 6,5 м и прослои глины мощностью до 0,1 м. В известняках доломитизированных и вторичных доломитах содержится разнообразный комплекс фауны. Мощность пачки колеблется от 7,5 до 15,4 м.

Шалашнинская пачка представлена зернисто- и скрытокристаллическими гипсами с неравномерно-волнистой текстурой и серыми, глинистыми, пелитоморфными, массивнослоистыми доломитами. Пачка сильно разрушена вследствие карстовых процессов и сохранилась в виде отдельных островов. Маркером пачки является минерал студеницит, встреченный в керне скважины, пробуренной на Ледяной горе в 2014 г.

Елкинская пачка представлена доломитами, известняками доломитизированными, известняками серыми, оолитовыми, пелитоморфными, детритовыми, органогенно-обломочными с различной фауной. Выход пород пачки описан у д. Елкино. Мощность пачки колеблется от 1,5 до 10,5 м (*рис. 3.6.3*).

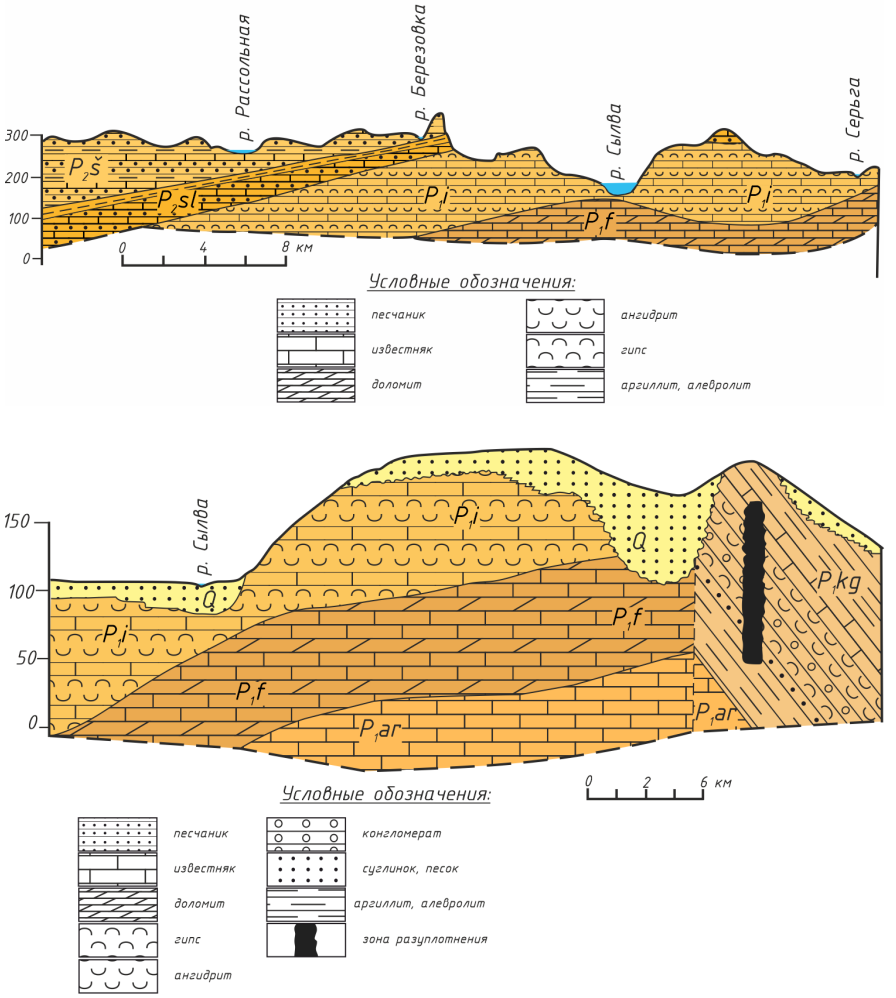



**Рисунок 3.6.2** **Геологические условия развития карста Нижнесылвинского района: *а* – западной части (*Горбунова и др., 1992*); *б* – восточной части (*Лаврова, 2018*)**

**Рисунок 3.6.3** **Выходы пород елкинской пачки на правом берегу р. Сылвы у д. Елкино (фото *Н. Максимовича*)**

Демидковская пачка представлена серовато-белым гипсом. Многочисленные выходы пачки мощностью 25–30 м встречаются по берегам р. Сылвы. В ее отложениях присутствует борный минерал – пробертит, проявления которого были описаны впервые в разрезе месторождения гипса Дейково (Кунгурский район) в 2013 г.

Тюйская пачка представлена в нижней части белыми и светло-серыми кристаллическими известняками, местами окремненными, и тонкозернистыми доломитами общей мощностью 12–13 м. В пачке присутствует асбестоподобный минерал – палыгорскит, который был открыт в Прикамье в 1960 г. и является надежным маркером данных отложений.

Лунежская пачка представлена серовато-белыми гипсами и голубоватыми ангидритами, иногда с примесью доломитового материала. Наиболее полные разрезы пачки известны по обоим берегам р. Бабки, в районе пос. Ергач и с. Кыласово. Мощность пачки колеблется от 34 до 65 м.

В бассейне р. Шаквы иренский горизонт фациально замещается поповской свитой тонкоплитчатых мергелей, песчаников, глинистых известняков, аргиллитов и алевролитов с линзами и прослоями гипса и каменной соли. Севернее с. Серга на водоразделах он перекрыт породами соликамского горизонта уфимского яруса, в нижней части доломитами, иногда окремнелыми, с прослойками глины и селенита; в верхней – тонкозернистыми известняками, переслаивающимися плитчатыми мергелями, глинами, алевролитами и песчаниками. Ольховская карстовая брекчия менее распространена, чем в Кишертском карстовом районе. Неогеновые отложения нижней части толщи – карстово-обвальные, сло-

женные дресвой, щебнем и глыбами карбонатных и сульфатных пород с примесью песчано-глинистого материала и карстовой брекчией мощностью до 40–50 м.

Четвертичные отложения верхней части толщи представлены аллювиальными, делювиальными, аллювиально-делювиальными и пролювиальными отложениями мощностью до 40 м.

**Гидрогеологические условия**. Основной водной артерией района является р. Сылва. В пределах г. Кунгура в нее впадают реки Ирень и Шаква, которые существенно влияют на ее гидрологический режим. Этот речной узел сформировался в начале неогенового периода в основном под влиянием тектонических движений и карста и, в той или иной степени, продолжал формироваться в четвертичном периоде. Характеристика р. Сылвы представлена в описании Кишертского района (*см. раздел 3.7*).

Речные воды, особенно во время весеннего половодья, оказывают воздействие на развитие карстовых процессов. Незамерзающие полыньи на реках свидетельствуют о наличии мощных выходов карстовых вод. Карстовые воды сульфатных пород подпитывают речные воды, что приводит к увеличению их минерализации. Повышенная водообильность района характерна для зон, приуроченных к тектоническим нарушениям, характерным для правобережья р. Сылвы на западной окраине г. Кунгура, водораздела рек Сылвы и Шаквы, среднего и нижнего течения р. Бабки.

Ориентировка региональных трещинно-разрывных структур предполагает возможность локализованных перетоков подземных вод в соответствии с направлением регионального стока, обусловливаемого, в данном случае, направлением падения пород сульфатно-карбонатного комплекса с северо-восточного направления на запад, юго-запад, северо-запад. Предположение о гидрогеологической активности трещинно-разрывных структур подтверждается их пространственным совпадением с участками локализованной разгрузки подземных вод в аллювий долины р. Сылвы.

Нижнесылвинский карстовый район характеризуется сложным характером распространения подземных вод. В районе распространения гипсоангидритового комплекса развиты разобщенные карстовые водотоки (район спорадического распространения вод иренских отложений), а в известняках и доломитах филипповского горизонта и артинского яруса отмечается наличие зоны сплошного насыщения пустот водой – артинско-филипповского водоносного комплекса (*Гидрогеология СССР, 1972*).



Отсутствие региональных водоупоров, различный литологический состав и трещиноватость водовмещающих пород способствуют их гидравлической связи и обусловливают разную гидродинамику и химический состав подземных вод. Отмечается тесная гидравлическая связь поверхностных и подземных вод.

Подземные воды приурочены к четвертичным аллювиальным песчано-галечным и суглинистым отложениям, иренским карбонатно-сульфатным и артинско-филлиповским карбонатным толщам пермского возраста. В сводовой части вала водоносными являются карбонатные отложения филипповского горизонта. По мере погружения на запад они приобретают роль регионального водоупора, на котором формируются подземные воды карстовых брекчий и трещиноватых закарстованных гипсов и ангидритов низов иренского горизонта.

Тюйские известняки, не нарушенные карстом, представляют собой водоупор, на котором формируются трещинно-карстовые воды лунежской пачки гипсов. Там, где они приподняты над руслом реки, лунежские гипсы, как правило, безводны, а в нижележащих пачках отмечаются разобщенные карстовые водотоки. Маломощные неволинская и елкинская пачки доломитов почти повсеместно нарушены, и только местами они играют роль водоупоров.

Химический состав р. Сылвы подвержен сезонным изменениям, при этом воды имеют постоянный кальциево-гидрокарбонатно-сульфатный состав. Наиболее низкие значения макрокомпонентов, минерализации 243–384 мг/дм$^3$ и *pH* 7,1 характерны для весеннего периода, что связано с повышением роли талых вод в питании реки в это время. В осенний период воды р. Сылвы приобретают слабощелочной характер *pH* 8,1, минерализация повышается до 547 мг/дм$^3$, что связано с подпиткой подземными водами иренского горизонта. Это обусловлено тесной гидравлической связью между водами филипповского и иренского горизонтов и р. Сылвой. Доломиты филипповского горизонта играют роль барражей, препятствуя движению вод вкрест простирания пород, и способствуют стоку к р. Сылве. В зимний период на берегах можно наблюдать выходы подземных вод из филипповских известняков и доломитов (*Казанцева и др., 2020*).

Воды р. Шаквы являются слабощелочными (*pH* 7,6 – 8,2), для них также характерна сезонная изменчивость химического состава. В 2017 г. речные воды имели постоянный кальциево-магниево-гидрокарбонатно-сульфатный состав, который весной 2018 г. изменился на кальциево-магниево-сульфатно-гидрокарбонатный.

Изотопный состав речных вод связан с изотопным составом атмосферных осадков. Корреляционный анализ показал, что между этими показателями существует умеренная связь. Это объясняется тем, что в течение года речные воды имеют, кроме атмосферного, и подземное питание. Наблюдения за годовым циклом смены изотопного состава позволили рассчитать время, проходящее от момента поглощения осадков в подземные воды до их разгрузки из карстовых родников в р. Шакву. При сдвиге значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{2}H$ для речных вод на два месяца относительно атмосферных осадков корреляция для р. Шаквы становится сильной (*Казанцева и др., 2020*).

Изменения минерализации подземных вод иренского горизонта имеют сезонный характер, но не приводят к изменению химического типа воды. Вода имеет постоянный кальциево-сульфатный состав. Минерализация изменяется от 1846 до 2260 мг/дм$^3$.

Воды филипповского горизонта слабо минерализованы (400–600 мг/дм$^3$), но на контакте с иренскими гипсами минерализация повышается до 1500–3600 мг/дм$^3$. В зимне-весенний период воды филипповского горизонта имеют кальциево-сульфатный состав, в летне-осенний – кальциево-магниево-сульфатно-гидрокарбонатный и кальциево-натриево-магниево-сульфатно-гидрокарбонатный (*Кунгурская ледяная ..., 2005, Катаев, Кадебская, 2010*). При подъеме уровня воды на р. Сылве происходит подпор вод нижнепермской карбонатной серии, и по трещиноватому массиву они поступают в вышележащий иренский горизонт, что ведет к изменению их минерализации.

В зоне вертикальной нисходящей циркуляции происходит почти полное насыщение воды солями, минерализация воды в пещерных ручьях и озерах составляет, как правило, 2,0–2,2 г/дм$^3$. Формирование полостей в бортах долин происходит, главным образом, за счет речных слабоминерализованных вод, вторгающихся в карстующийся массив в период весеннего половодья, или (и) подземных, пониженной минерализации, из соседних отложений. Глубина внедрения вод половодья в сульфатные массивы достигает 1,5–2 км.

**Карстовые явления**. Карст проявляется преимущественно в гипсах и частично в карбонатных породах иренского горизонта. Он относится к голому и задернованному типам, на значительных площадях к подэлювиальному, подаллювиальному – в долинах рек, закрытому – под соликамскими породами (*Горбунова и др., 1992*).

Поверхностные карстовые формы представлены впадинами различных форм и размеров и останцами. Плотность впадин возрастает в долинах логов и уменьшается с приближением к водоразделам. В полосе гипсоангидритовых пород встречаются многочисленные карстовые воронки. Местами условная плотность воронок достигает 85 форм/км$^2$ (Ледяная гора). По мере удаления от речных долин и логов количество воронок убывает. Тем не менее, и на водораздельных участках нелегко найти площадь в 2–4 га, где бы воронки совершенно отсутствовали. Размеры воронок колеблются в пределах от 2–3 м до 100 м и более в поперечнике при глубине от долей метра до 15–20 м (*Катаев, Кадебская, 2010*).



По морфологическим признакам чаще встречаются блюдцеобразные и конусообразные воронки. В единичном количестве присутствуют колодцеобразные впадины на месте недавних провалов. Открытые поноры и выходы коренных пород в воронках достаточно редки. Заболоченные воронки развиты, как правило, на водораздельных участках.

Наряду с постоянными водоемами распространены временные озера, которые образуются в период таяния снега и сохраняются в течение нескольких недель. В начале мая поверхности древних террас буквально усеяны такими озерцами-блюдцами, в некоторых из них вода остается до конца лета. Карстовые озера имеют большое значение в жизни местного населения, запас воды в них иногда определяет местоположение и даже величину селений (*рис. 3.6.4*).

**Рисунок 3.6.4** **Озеро в карстовой воронке в бывшем с. Сапово (фото *Н. Максимовича*)**

Ниже с. Серга р. Сылва находится в зоне подпора Камского водохранилища, что привело к активизации карстовых процессов в береговой зоне, сложенной сульфатными породами. Основными формами на береговых уступах, как и в Полазненском районе (*см. раздел 3.4*), являются волноприбойные ниши (*рис. 3.6.5 а*), пещеры, блоки отседания (*рис. 3.6.5 б; 3.6.5 в*), столбообразные останцы.

Особенностью формирования ниш выщелачивания является примерно двукратное увеличение их глубины за год. Другая особенность – это приуроченность наиболее глубоких ниш к берегам, не превосходящим по высоте 10–15 м. С увеличением высоты берега наблюдается уменьшение глубины ниш. При высоте склона более 30 м ниши глубиной более 5 м встречается редко. В отличие от берегов водохранилищ, сложенных нерастворимыми породами, гипсовые берега характеризуются высокой активностью переработки даже на участках, находящихся в волновой тени. По данным наблюдений в период с 1985 по 1998 годы максимальная скорость разрушения берегового уступа составляла 4,2 м/год, а средняя – 0,3 м/год (*Назаров, Фролова, 2009*).

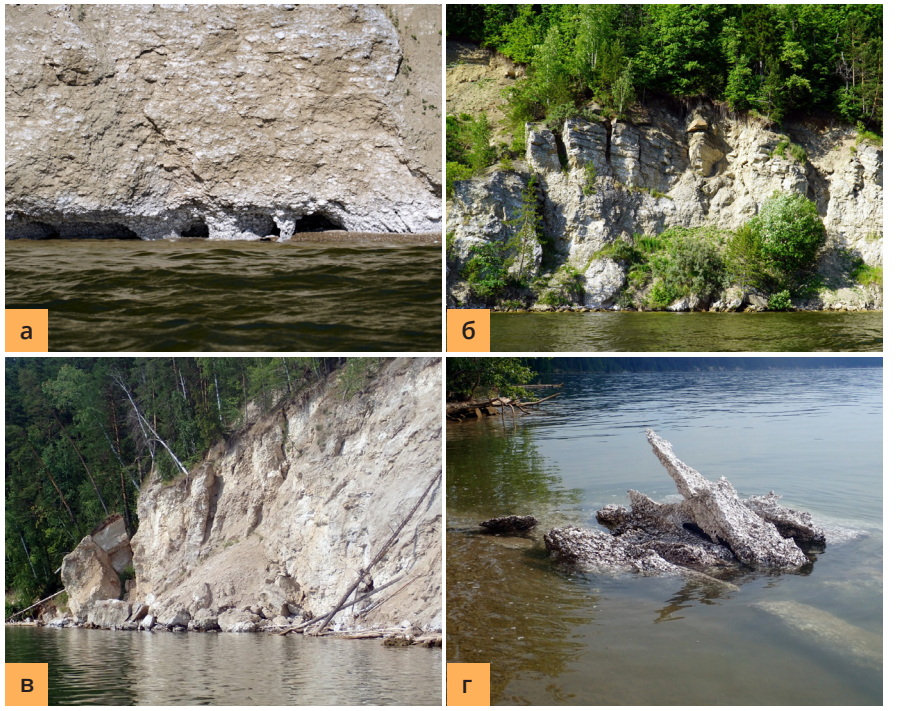



**Рисунок 3.6.5** Карстовые формы процессы в береговой зоне водохранилища (фото *Н. Максимовича*)

*а* – волноприбойные ниши в гипсах западнее с. Алебастрово; *б* – блоки отседания гипсов, перекрытых карбонатными породами, на берегу р. Сылвы западнее с. Алебастрово; *в* –глыбы гипса и блоки отседания на берегу р. Сылвы севернее с. Насадка; *г* – растворение глыб гипса, упавших с берегового уступа р. Сылвы, севернее с. Насадка



Высокие скорости растворения характерны для гипсов, обрушившихся к подножию берегового уступа (*Назаров, Фролова, 2009*). Глыбы размером около 1 м$^3$, находясь в воде, за два года теряли до 70% объема, превращаясь при этом в ячеистые обломки неправильной формы, так называемые «уральские кораллы» (*рис. 3.6.5 г*).

Особенностью распределения стока в карстующейся толще является наличие безводных целиков, центральная часть которых практически не закарстована. В подземном (погребенном) рельефе кровли сульфатных пачек целиков представлены останцами, разделенными депрессиями, заполненными карстово-обвальными отложениями. В бортах депрессий или на склонах целиков фиксируются карстовые полости, возникающие и развивающиеся, как правило, под воздействием относительно слабоминерализованных гидрокарбонатно-кальциевых вод карстово-обвальных отложений.

Карстовые массивы сложены переслаивающимися пачками сульфатных пород и разделяющими их маломощными карбонатными пачками. В доломитах и известняках карст представлен вторичной пористостью и мелкой кавернозностью, тогда как в ангидритах и гипсах формируются крупные полости по трещинам. Растворение и вынос сульфатных пород сопровождается оседанием карбонатных пачек с одновременным их разрушением и замещением крупнообломочным материалом с глинисто-щебневым заполнителем.

**Рисунок 3.6.6** Карстовый сухой лог Черемуховый севернее с. Плеханово (фото *Н. Максимовича*)

Закарстованность сульфатных пород колеблется от 1–5% на водоразделах до 10–20% в бортах речных долин и суходолов (*рис. 3.6.6*). Вертикальные размеры полостей колеблются от долей метра до 10 м и более.

На склонах долин часто открываются крупные пещеры. В их формировании участвуют речные воды, вторгающиеся во время половодья и высоких паводков в глубину массива. Подземные галереи формируются по трещинам северо-западного и северо-восточного направлений. В удалении от реки прослеживаются тесные, заполненные глиной, тоннели.

В районе ранее выделено 6 карстовых участков (*Горбунова и др., 1992*).

***Юрмано-Мульковский участок*** расчленен долинами рек Кутамыша, Юрмана и оврагами. Трещиноватые гипсы и ангидриты мощностью 85–90 м приподняты над дренами рек. Преобладают закрытый, подэлювиальный, а в излучине р. Сылвы у с. Насадка – подаллювиальный типы карста. На площади 34 км$^2$ зарегистрировано более 500 воронок и 9 котловин; имеются озера, карстовые и карстово-эрозионные лога, овраги. Средняя плотность карстовых форм составляет 17, максимальная – 237 форм/км$^2$, коэффициент площадной закарстованности – 0,32%. На участке имеются свежие провалы.

***Сергинский участок*** расположен в основном на правобережье Сылвинского залива и включает карстовые поля Елкинское, Сергинское, Дубровинское, Шатовское. Гипсоангидритовая толща имеет мощность до 100 м и более (*рис. 3.6.7*). Она перекрыта соликамскими терригенными отложениями, мощность которых уменьшается с востока на запад вплоть до выклинивания. Карст закрытый, по берегам рек Сылвы и Сергинки отмечен голый и задернованный. На площади 63 км$^2$ изучено 587 воронок, 3 котловины, 7 оврагов, описаны 24 озера. Средняя плотность форм – 9,5, максимальная – 112 форм/км$^2$, средний коэффициент площадной закарстованности составляет 0,54%.

***Нижнешаквинский участок*** расположен на правобережье р. Шаквы. Здесь преобладает карбонатно-сульфатный тип карста. На площади 52,7 км$^2$ изучены 492 воронки и просадки, карстово-эрозионных оврага, 1 суходол и учтено 20 озер. Средняя плотность форм составляет 9,8, максимальная – до 90 форм/км$^2$, коэффициент площадной закарстованности – 0,5%.

**Рисунок 3.6.7** **Выходы гипсов на правом берегу р. Сылвы западнее с. Серга (фото *Н. Максимовича*)**

***Дубовский участок*** занимает наиболее возвышенную часть междуречья Шаквы и Сылвы, характеризуется карбонатно-сульфатным типом карста. Обнажения карстующихся пород отсутствуют. На площади 63,9 км$^2$ изучено 855 воронок и просадок, 1 депрессия (Сажинская), 3 карстово-эрозионных оврага, 1 суходол и 19 озер.

Карстовые озера Сажинской депрессии имеют глубину до 17 м, диаметр – до 150 м. По преданиям, на поверхности крупнейшего озера Сажинской депрессии явился образ Божией Матери «Троеручица», в честь этого в 1799 г. на берегу был заложен храм Михаила Архангела (*рис. 3.6.8*).

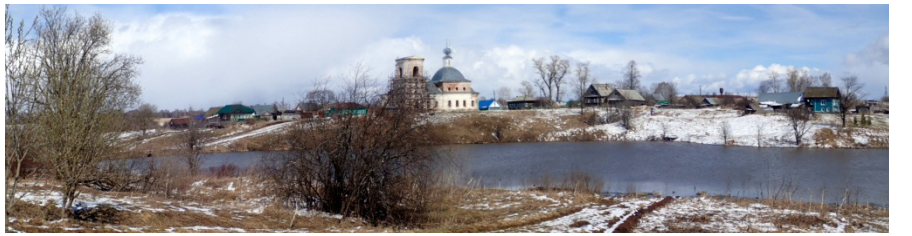


**Рисунок 3.6.8** **Карстовое озеро в с. Сажино (фото *Н. Максимовича*)**

В ***междуречье Бабки и Ирени*** гипсы и ангидриты выходят на поверхность в восточной части по берегам р. Сылвы, в глубоких оврагах и карстовых воронках (*рис. 3.6.9 а*). В западной части они перекрыты соликамскими породами. Выход гипсов наблюдается в крутых обрывах долины р. Бабки (*рис. 3.6.9 б*).

На участке преобладает сульфатный карст. Формы его проявления – воронки, карстово-эрозионные лога, полости, пещеры. Плотность форм на отдельных участках достигает 300 форм/км$^2$. Преобладают воронки диаметром от 5 до 25 м. Часть воронок (87 из 780) заполнена водой или заболочена. Многочисленные карстовые воронки в восточной части междуречья расположены группами (у деревень Кочебахтино и Бобры) или цепочками в направлении от д. Согрино к д. Кайгородово. В окрестностях д. Кочебахтино в воронках, диаметр которых достигает 50 м, на Саркаевском месторождении гипсов лунежской пачки развит закрытый, в незначительной степени – голый и задернованный карст. Многочисленные карры, поноры, воронки, колодцы, карстово-эрозионные овраги и карстовые рвы распространены на крутом коренном склоне р. Бабки и прилегающей территории, где местами коэффициент площадной закарстованности превышает 50%. Развитию карста способствуют трещины бортового отпора, к которым приурочены небольшие (5–10 м) щелеобразные пещеры. Коэффициенты площадной и объемной поверхностной закарстованности всего месторождения, соответственно, составляют 10% и 50 см. Кровля гипса залегает на отметках от 135 до 188 м при мощности покровных рыхлых отложений от 0 до 38 м.

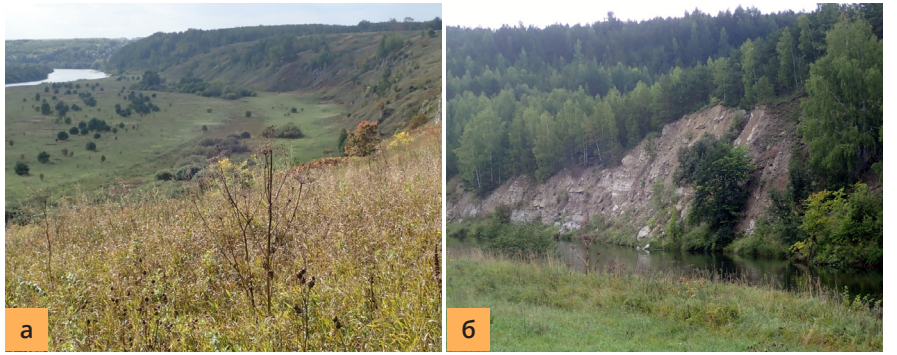



**Рисунок 3.6.9** **Выходы гипсов: *а* – в долине р. Сылвы южнее д. Чувирята; *б* – на правом берегу р. Бабки в районе пос. Ергач (фото *Н. Максимовича*)**



На территории г. Кунгура с 1948 г. по 1 января 2020 г. зафиксировано 697 провалов. Многолетние наблюдения показали, что крупные в плане провалы представляют сравнительно редкое явление и возникают в условиях интенсивной закарстованности и переувлажнения грунтов. Самый крупный провал по диаметру впадины и глубине из всех зафиксированных на территории г. Кунгура произошел 27 апреля 2001 г. возле подъездных путей к исправительной колонии. Первоначальный диаметр провальной воронки был около 10 м, глубина – 20 м. Через некоторое время диаметр достиг 21 м, воронка заполнилась водами, поступающими с поверхности, и подземными, со дна провала. Вокруг бровки провала образовались концентрические трещины в грунте на расстоянии до 5 м. В месте провала были деформированы железнодорожные пути. Искривление рельсов по вертикали составило 22 см, по горизонтали – 8 см.

На территории Нижнесылвинского карстового района (без учета территории г. Кунгура) за столетний период наблюдений зафиксировано 128 карстовых провалов. Множество провалов находится на застроенных участках, автомобильных дорогах и железнодорожных путях. Обычные размеры провалов составляют до 3 м в поперечнике и до 4 м глубиной. Девять провалов имели максимальные размеры 8–14 м в поперечнике и глубину 5–18 м. Самый большой произошел в 1985 г. в с. Родионово, первоначальный диаметр составлял 20 м при глубине 15 м. На момент образования провал вскрыл подземную полость длиной 120 м, в настоящее время недоступную. В 2018 г. в районе с. Родионово произошел еще один провал, 10 м в поперечнике и глубиной 18 м (*рис. 3.6.10*). В 2019 г. у д. Лукино при вспашке сельхозугодий после проезда трактора произошел провал с размерами 18 на 16 м и глубиной 10 м (*рис. 3.6.11*).

Приуроченность большинства крупных провалов к плиоценовым террасам объясняется значительными высотой их цоколя и плотностью покровных отложений. Большие горизонтальные галереи формируются в сульфатных отложениях под покровом пачек карбонатных пород. В связи с этим, наличие таковых над сульфатными породами может указывать на их повышенную закарстованность и присутствие крупных пустот (*Лукин, Ежов, 1980*).

В покровных отложениях молодых и древних террас, непосредственно залегающих на карстующихся породах, выделяются два горизонта: верхний – аллювиальных отложений, и нижний – карстовых брекчий, представленных глыбами, дресвой, по большей части, карбонатных пород с включениями песчано-глинистого и гравийно-галечнико-

вого материала. В нижней части увеличивается количество обломков сульфатных пород. Карстовые брекчии залегают на интенсивно закарстованных отложениях. Горизонт карстовых брекчий характеризуется неоднородной мощностью от 1–2 до 20–30 м и залегает в основании покровных отложений по всей площади распространения гипсоангидритовых отложений (*Лаврова, 2005*).

**Рисунок 3.6.10** Провал в районе села Родионово, 2018 г. (фото *О. Кадебской*)

**Рисунок 3.6.11** Карстовый провал на поле у д. Лукино, 2019 г. (фото *О. Кадебской*)



**Пещеры**. В архивах Кунгурской лаборатории-стационара Горного института УрО РАН и Ассоциации Спелеологов Урала в Нижнесылвинском карстовом районе числилось 86 пещер и гротов. Наиболее крупными являются Кунгурская Ледяная (5700 м), Зуятская (1410 м), Скаутов (1500 м), Бабиногорская (950 м) и Большая Мечкинская (590 м) (*табл. 3.6.1*).

**Таблица 3.6.1** Крупнейшие пещеры Нижнесылвинского района (*Пещеры Поволжья..., 2010; с дополнениями авторов*)

| Название пещеры | Морфометрические показатели, м | | |
|---|---|---|---|
| | Протяженность | Амплитуда | Глубина |
| Сылвинский спелеоподрайон | | | |
| Кунгурская Ледяная | 5700 | 30 | 12 |
| Зуятская | 1410 | 30 | 30 |
| Скаутов (Новая Подкаменская) | 1500 | 15 | – |
| Кичменская Ледяная | 470 | 33 | 33 |
| Монастырская 1 | 410 | 5 | 3 |
| Большая Мечкинская | 590 | 25 | 25 |
| Закурьинская | 300 | 25 | 22 |
| Октябрьская 2 | 290 | 9 | 8 |
| Октябрьская 1 | 194 | 13 | 11 |
| Малая Кунгурская | 150 | 20 | 19 |
| Подкаменская (Большая Подкаменская) | 150 | 5 | 5 |
| Алебастровская | 150 | – | – |
| Медвежьегорская (Настенькина) | 115 | 17 | 17 |
| Монастырская 2 | 100 | 2 | – |
| Щучья Пасть (Алебастровская 2) | 95 | – | – |
| Подкаменская 2 | 60 | – | – |
| Дырихинская | 60 | – | – |
| Кладбищенская 1 | 9 | – | – |
| Бабкинский спелеоподрайон | | | |
| Бабиногорская | 950 | 26 | 26 |
| Средняя Казаевская | 190 | 6 | 6 |
| Нижняя Казаевская | 80 | – | – |
| Ергачинская | 68 | 8 | – |

(*прим.: «–» – нет данных*)

***Кунгурская Ледяная пещера*** – самая большая пещера в гипсах Предуралья, длина ее составляет 5700 м. Это уникальный природный объект мирового значения. Находится на правом берегу р. Сылвы, в юго-западной части Ледяной горы. Вход в пещеру расположен в основании скального обнажения (*рис. 3.6.12*).

Пещера широко известна в России и за рубежом как один из наиболее интересных и посещаемых объектов спелеотуризма. С начала XX в. пещеру посетило более 5 млн человек. Ежегодная посещаемость в последние годы в среднем достигает 100–130 тыс. человек.

**Рисунок 3.6.12 Выходы гипсов и доломитов, слагающих Ледяную гору на правом берегу р. Сылвы (фото *О. Кадебской*)**

За 300 лет исследований пещере было посвящено около 100 научно-популярных и свыше 500 научных работ. На протяжении последних 50 лет в ней проводились детальные стационарные геологические, спелеологические, биологические и другие наблюдения. Особенность пещеры – преобладание крупных гротов, которые возникают в узлах пересечения галерей и при расчленении их завалами (*рис. 3.6.13*). Пещера представляет собой горизонтальный лабиринт, протянувшийся от борта долины р. Сылвы (на уровне ее первой надпойменной террасы) вглубь массива Ледяной горы на 700 м.



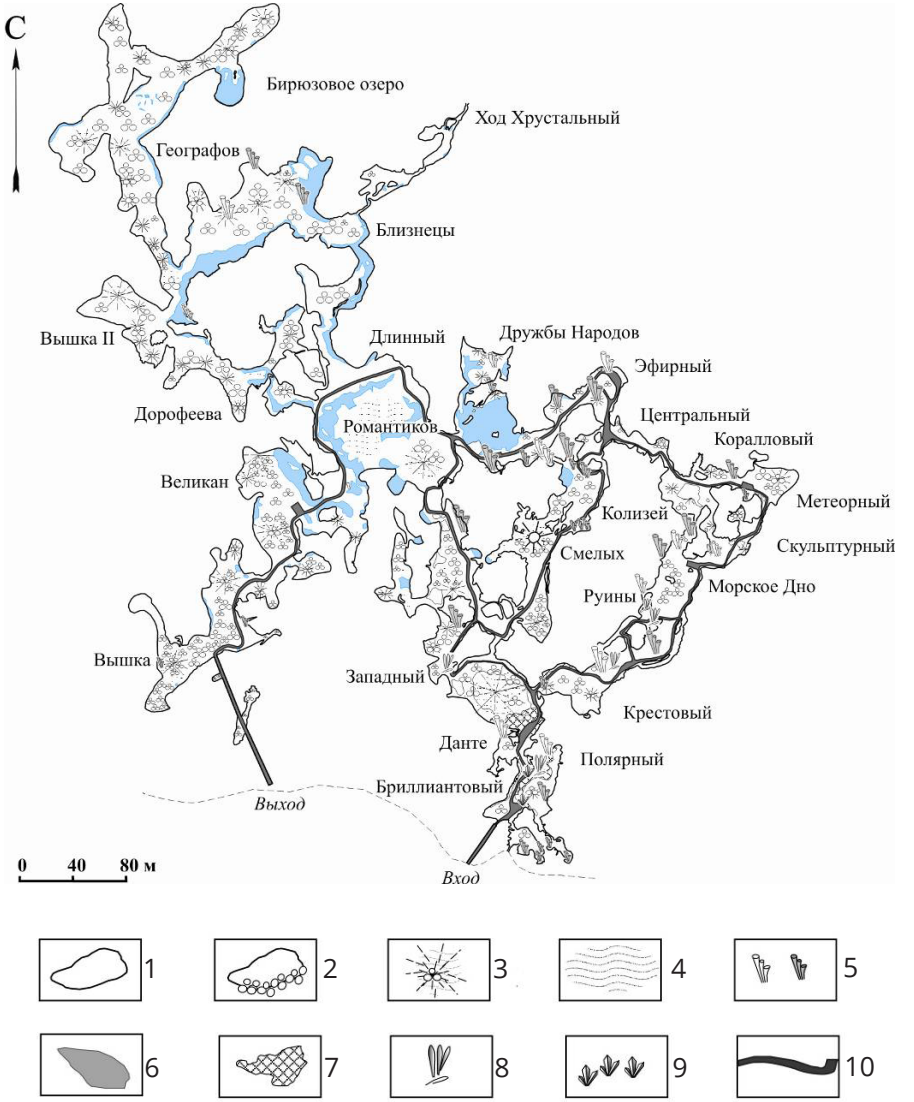



**Рисунок 3.6.13 План Кунгурской Ледяной пещеры (*Дорофеев, 1967*)**

1 – стены, сложенные коренными породами;
2 – стены, сложенные разрушенными породами; 3 – глыбово-щебнисто-глинистые отложения; 4 – глина; 5 – органные трубы: а – зияющие, б – заполненные; 6 – озера, 7 – лед покровный, 8 – сталагмиты, 9 – кристаллы, 10 – экскурсионная тропа

Во многих гротах пещеры имеются многочисленные (около 70) подземные озера, общей площадью около 7,5 тыс. м$^2$ (11% всей площади пещеры). В привходовой части пещеры находятся многолетние наледи, а во время зимнего периода образуется большое количество ледяных образований (*рис. 3.6.14*). Подробные сведения о пещере приведены в вышедшей в 2005 г. монографии «*Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений*».

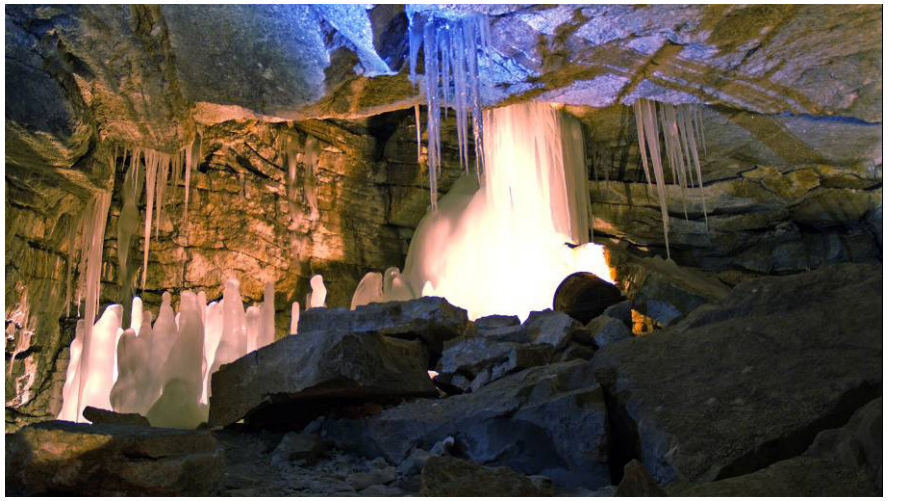


**Рисунок 3.6.14** Грот Крестовый, Кунгурская Ледяная пещера (фото *О. Кадебской*)

***Малая Кунгурская пещера*** находится на правом берегу р. Сылвы, в 700 м ниже от Кунгурской Ледяной пещеры, недалеко от Медвежьего лога. Вход в пещеру находится в борту провальной воронки на склоне Ледяной горы, в 20 м над урезом воды. На дне воронки находилась ледяная пробка. Летом 1999 г. за полутораметровой толщей льда был обнаружен вход в первый грот. Зимой 2000 г. челябинскими спелеологами под руководством *П. Сивинских* после расчистки прохода был обнаружен еще один грот. Весной этого же года спелеологи под руководством *И. Лаврова* прокопали восьмиметровый ход в западной стене второго грота и вошли в третий (*рис. 3.6.15*).



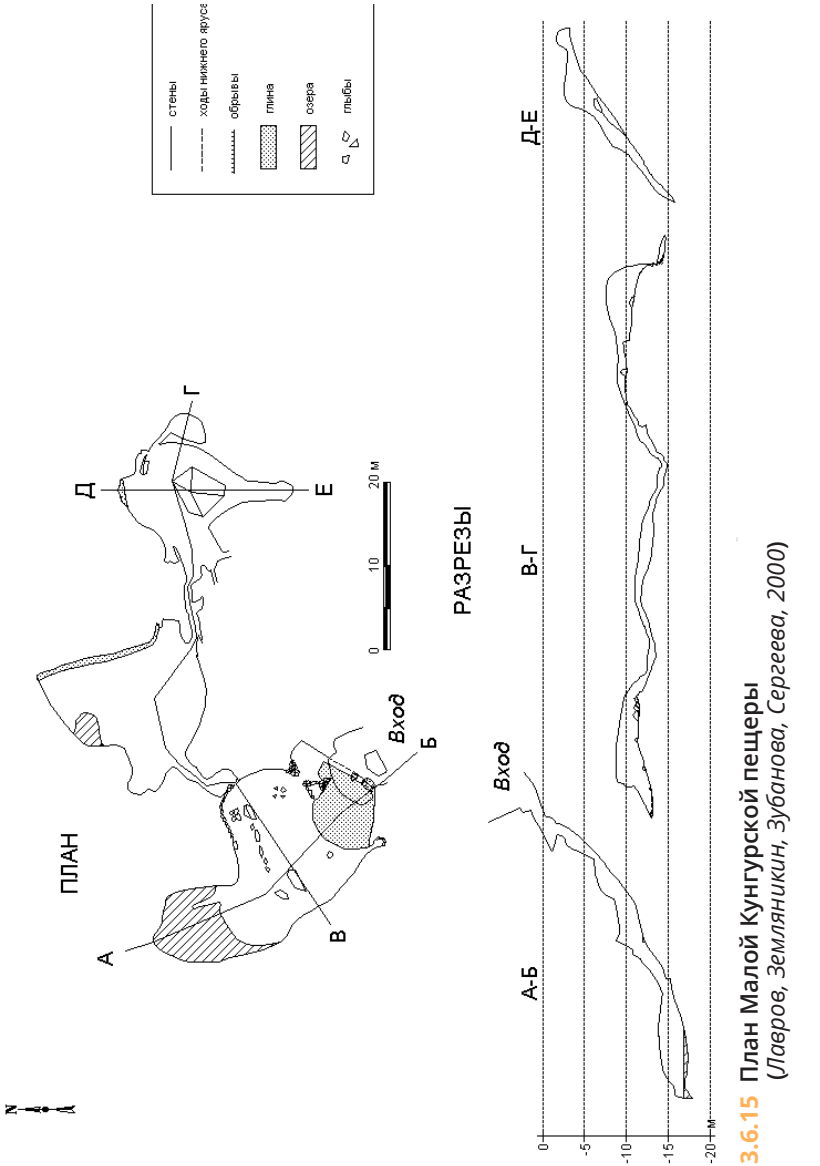



**Рисунок 3.6.15** План Малой Кунгурской пещеры (*Лавров, Земляникин, Зубанова, Сергеева, 2000*)

В пещере имеются два озера, весной во втором и третьем гротах периодически во время паводков течет ручей. В первом и втором гротах зимой наблюдаются различные ледяные образования. На входе отмечено небольшое количество многолетнего льда. За счет стекания воды в весенний период вход заплывает льдом, и пещера закрывается на несколько лет.

***Зуятская пещера*** находится в Сухом логу, расположенном в 1 км к северо-западу от с. Зуята (*рис. 3.6.16*).

**Рисунок 3.6.16 Провал над пещерой Зуятская (фото *О. Кадебской*)**

Пещера давно известна местным жителям. В 1952–1955 годы она была описана сотрудниками Кунгурского стационара под руководством *А. В. Турышева*, в 1959 г. – исследовалась экспедицией Пермского университета (*Боброва, 1960*), а в 1983 г. спелеологами г. Перми составлен ее новый план (*Валуйский и др., 1988*).

Вход в пещеру размерами 5 на 1,5 м расположен у подножья небольшого скального обнажения правого склона лога. Пещера представляет собой обширную систему ходов и гротов с ручьями и озерами суммарной протяженностью 1410 м и по объему гротов не уступает Кунгурской Ледяной пещере (*рис. 3.6.17*). Особенностью пещеры являются пять обширных озер с прозрачной водой, в одном из которых расположена протяженная подводная галерея. Уровень озер подвержен значительным сезонным колебаниям. В одном из боковых ответвлений протекает ручей, образующий небольшие водопады.

**Рисунок 3.6.17 Озеро в пещере Зуятская (фото *Я. Занды*)**

***Большая Мечкинская пещера*** находится в 20 км к северу от г. Кунгура и в 2 км от населенных пунктов (Заспалово и Родионово), на левом берегу р. Мечки. Вход расположен в приустьевой части правого склона Каменного лога, в основании скального обнажения гипсов и ангидритов кунгурского яруса. Пещера состоит из пяти гротов и соединяющих их проходов суммарной протяженностью 590 м (*рис. 3.6.18*). Зимой пещера богата ледяными кристаллами, сталактитами, сталагмитами и колоннами. Здесь обнаружено три вида беспозвоночных: нематоды, рачки-бокоплавы и зимние комарики (*Геологические памятники ..., 2009*).

***Закурьинская пещера*** находится на правом берегу Сылвинского залива Камского водохранилища, в 0,5 м к востоку от д. Закурья. Аркообразный вход в пещеру шириной 3,5 м и высотой 3 м расположен в основании крутого скалистого склона большой карстовой воронки, в 30 м от берегового обрыва.

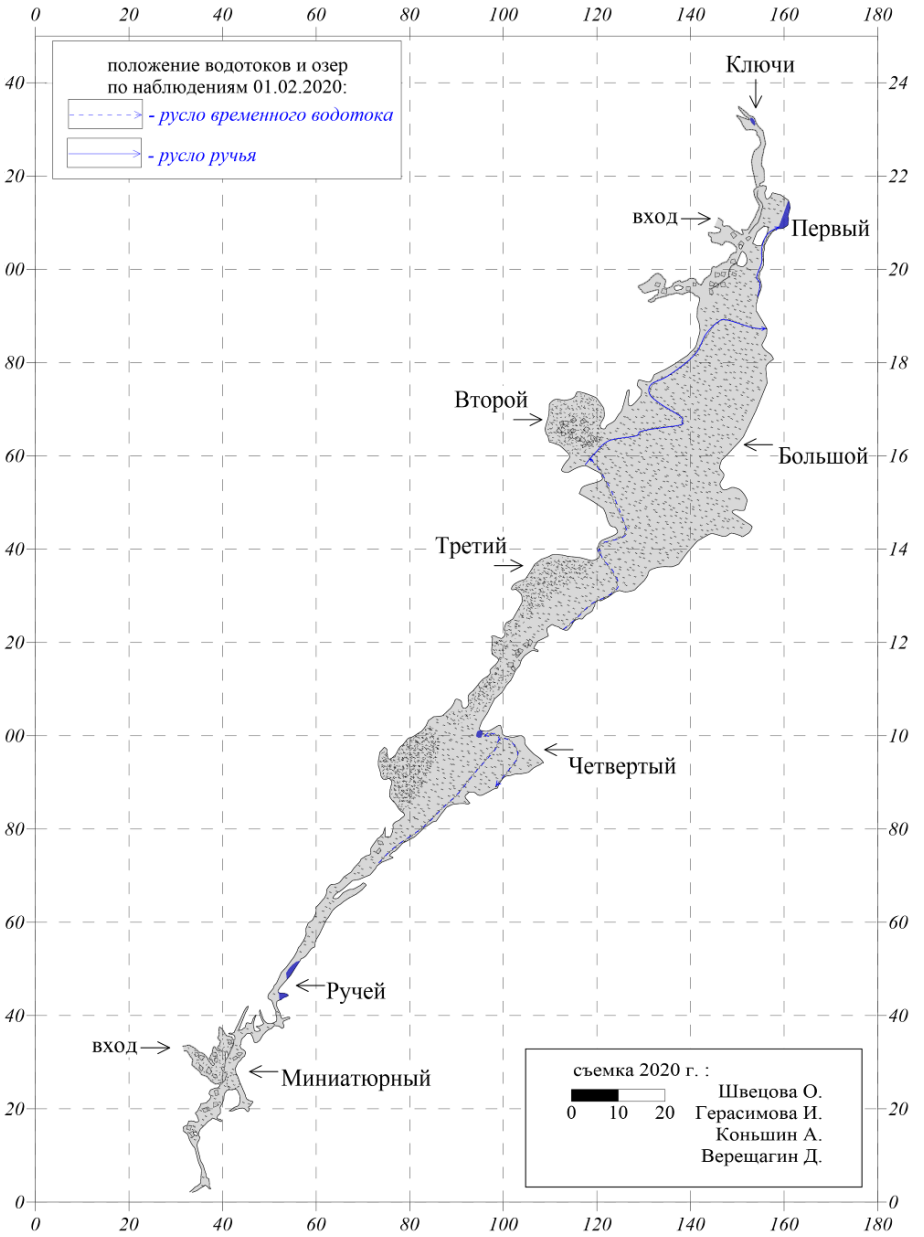



**Рисунок 3.6.18** План Большой Мечкинской пещеры (*Швецова, Герасимова, Коньшин, Верещагин, 2020*)



Из привходового грота размерами 7 на 15 м и средней высотой 2 м отходят два колодцеобразных прохода, которые ведут в главный грот с озером (*рис. 3.6.19*). Его длина около 30 м, ширина до 15 м и глубина до 9 м. Уровень воды в озере меняется в зависимости от уровня воды в водохранилище. В 1950-х годах до заполнения водохранилища пещера исследовалась сотрудником Кунгурского стационара *А. В. Турышевым*, который нанес на план пещеры 300 м ходов. В 2018 г. обвалилась привходовая часть пещеры, в результате чего основной проход был заполнен поверхностными отложениями, глиной и супесью. В настоящее время протяженность доступной части не превышает 78 м.

**Рисунок 3.6.19** Озеро в пещере Закурьинская (фото *Я. Занды*)

**Существующие и предлагаемые особо охраняемые природные территории**.

**Существующие ООПТ**. В пределах Нижнесылвинского района существует 11 ООПТ регионального и местного значения, связанных с карстовыми явлениями, общей площадью 2075,66 га с охранной зоной 53,9 га.

***Байдарашки*** является геологическим природным резерватом регионального значения площадью 125 га. Располагается в междуречье Сылвы и Шаквы, на северо-западной окраине Ледяной горы. Геологический разрез представлен карбонатно-сульфатной толщей кунгурского яруса. Основная особенность – максимальная для Пермского края интенсивность карстовых воронок: до 1 тыс./км$^2$, яркий образец карстового ландшафта.

***Большая Мечкинская пещера*** является геологическим памятником природы регионального значения площадью 6 га и охранной зоной 23,1 га. Находится в 20 км от г. Кунгура.

***Закурьинская пещера*** – геологический памятник природы регионального значения площадью 3 га и охранной зоной 9,1 га. Расположена в окрестностях д. Закурья. Общая длина всех ходов в пещере – 300 м.

***Зуятская пещера*** площадью 10 га и охранной зоной 2,8 га имеет такой же статус. Находится в 1–1,5 км к северо-западу от д. Зуята. Занимает пятое место среди крупнейших в Пермском крае. Развиты обвальные отложения в виде обломков гипса и глинистых остатков.

***Ледяная гора и Кунгурская Ледяная пещера*** являются историко-природным комплексом регионального значения площадью 106 га. Находится на территории с. Филипповка Кунгурского района и г. Кунгура. Является крупнейшей гипсовой пещерой Пермского края.

***Озеро Нужино*** является природным резерватом местного значения площадью 0,36 га на территории Заборьинского сельского поселения Березовского муниципального округа. Расположено в воронке на берегу р. Шаквы, на дне которой разгружаются несколько крупных карстовых источников. Из озера вытекает ручей, впадающий в р. Шакву (*рис. 3.6.20*).

***Озеро Кротовское*** является геологическим памятником местного значения площадью 4,6 га и охранной зоной 2,1 га. Находится на территории г. Кунгура. Представляет собой карстовую воронку, заполненную водой.

***Озеро Поваренное*** площадью 78 га находится на территории г. Кунгура. Представляет собой заполненную карстовую воронку, вода из которой с периодичностью 10–15 лет уходит под землю.

***Пермско-Сергинская карстовая каменистая степь*** является ландшафтным памятником природы регионального значения площадью 2,7 га и охранной зоной 16,8 га. Находится на северной окраине с. Серга, занимает правый коренной берег Сылвинского залива Камского водохранилища. Представляет собой участок сульфатного карста с самым северным участком ковыльной лесостепи и Андроновским гротом с озером (*рис. 3.6.21*).



***Спасская и Подкаменная горы*** является охраняемым ландшафтом регионального значения площадью 1740 га. Протягивается на 15 км от с. Плеханово до с. Каширино. Занимает часть правого возвышенного берега р. Сылвы, где тянутся на несколько километров мощные интенсивно закарстованные обнажения гипсов и ангидритов иренского горизонта. Широко развиты карстовые формы: лога, рвы, уступы, скалы и останцы (*рис. 3.6.22; 3.6.23*).

**Рисунок 3.6.20** Карстовое оз. Нужино (фото *О. Кадебской*)

**Рисунок 3.6.21** Вход в Андроновский грот (фото *Я. Занды*)

**Рисунок 3.6.22** Выходы гипсов на правом берегу р. Сылвы у с. Каширино (фото *Н. Максимовича*)

**Рисунок 3.6.23** Гора Подкаменная, вид со стороны Ногаева лога (фото *О. Кадебской*)



В Подкаменной горе известны несколько крупных пещер. Основным процессом, ведущим к образованию пещер, здесь являются гравитационные процессы – разгрузка склоновых участков. Такой тип карстовых пещер ориентирован вдоль склонов речных долин и логов, а их образование связано с растворением гипсов и ангидритов по трещинам разгрузки.

**Предлагаемые ООПТ. *Кичменская пещера*** (Кунгурский муниципальный район) до 2009 г. являлась геологическим памятником природы регионального значения. По мнению авторов, ее необоснованно исключили из ООПТ. Расположена на правом берегу р. Кичмень, в 4,5 км выше впадения в р. Юрман. Вход в пещеру находится в карстовом провале глубиной 11,5 м. Необходимо восстановить охраняемый статус пещеры, кроме этого, внести на рассмотрение уникальный участок ***Елкинского обнажения***, который является стратотипом елкинской пачки разреза иренского горизонта нижней перми (*рис. 3.6.3*). Разрез находится на правом берегу р. Сылвы ниже д. Елкино. Иренский горизонт представлен четырьмя мощными пачками гипса и ангидрита: ледяно-пещерской, шалашнинской, демидковской и лунежской, чередующимися с карбонатными пачками (неволинской, елкинской и тюйской). Гипсоангидритовые толщи лишены органических остатков и различаются лишь по своему положению относительно карбонатных пачек, играющих роль маркирующих горизонтов (*Геологические памятники ..., 2009*).

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. В пределах района разрабатываются Ожгинское, Ильичевское и Юрманское газонефтяные месторождения, ведется добыча гипса, развито сельское хозяйство. По территории района проходят участки Свердловской железной дороги, автодороги Пермь – Екатеринбург, Пермь – Чусовой. На севере района ведутся лесоразработки в бассейне р. Юрман.

В районе находятся крупные **месторождения гипса и ангидрита**.

Шубинское месторождение гипса находится на левом берегу р. Ирени, в 3 км от д. Шубино. В пределах горного отвода встречаются карстовые воронки. При разработке гипса были вскрыты карстовые полости, частично заполненные дресвяно-щебнистым грунтом, глыбами известняка, доломитами, мергелями, гипсами, перемешанными с суглинками и глинами. Месторождение не обводнено, относится к третьей группе сложности геологического строения в связи с резкой изменчивостью мощности и качества полезного ископаемого (*Лаврова, 2013*).

Дейковское месторождение гипса находится на левом берегу р. Сылвы, в 4 км от с. Моховое. При изучении керна разведочных скважин на месторождении в гипсе был описан редкий боратовый минерал – пробертит (*Галимов и др., 2013*).

Ергачинское месторождение гипса находится в Кунгурском районе, в 3 км от железнодорожной станции Ергач. Разработка месторождения находится в завершающей стадии – рекультивации.

Соколино-Саркаевское месторождение гипса и ангидрита расположено в 2,5 км от железнодорожной станции Ергач, вблизи находится Ергачинский гипсовый завод, на котором производится переработка гипса и ангидрита. Месторождение разрабатывается с 1928 г. В геологическом строении полезной толщи принимают участие сульфатно-карбонатные породы лунежской пачки иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми. Гипсовая толща сильно закарстована. Карстовые формы проявляются как на ее поверхности – погребенные древние карстовые воронки, вскрытые при обнажении кровли гипса, так и внутри нее – заполненные и незаполненные карстовые полости, вскрытые скважинами. Ангидриты не закарстованы (*Худеньких, Катаев, 2018*).

Разепинское месторождение гипса и ангидрита расположено в 1 км от д. Шавкуново Кунгурского района. Гипсовая толща разрабатывается открытым способом, мощность вскрышных отложений – 30 м. По подсчету запасов 2012 г. полезных ископаемых хватит на 47 лет.

На территории района расположены предприятия, которые занимаются растениеводством, животноводством и переработкой сельхозпродукции. В районах ферм, птицефабрик и т. п. встречены воды азотного типа с преобладанием нитрат-ионов до 535 мг/дм$^3$ (*Минькевич, Килин, 2018*), что увеличивает растворимость гипса. Высокая закарстованность района способствует распространению этих вод. Загрязняются подземные воды, реки и озера в пределах населенных пунктов, используемые местным населением для водоснабжения.

**Железнодорожный транспорт**. По территории района проходит участок Свердловской железной дороги протяженностью 90 км. На участке 1416–1518 км перегона Ергач – Иренский в 1989 г. произошел провал под локомотивом пассажирского поезда (*Горбунова др., 1992*). Впоследствии была выполнена полевая детальная съемка карстовых форм на действующих перегонах радиоволновым методом. Выявлены и оконтурены более десятка крупных и мелких карстовых форм (*Задериголова и др., 2015*).

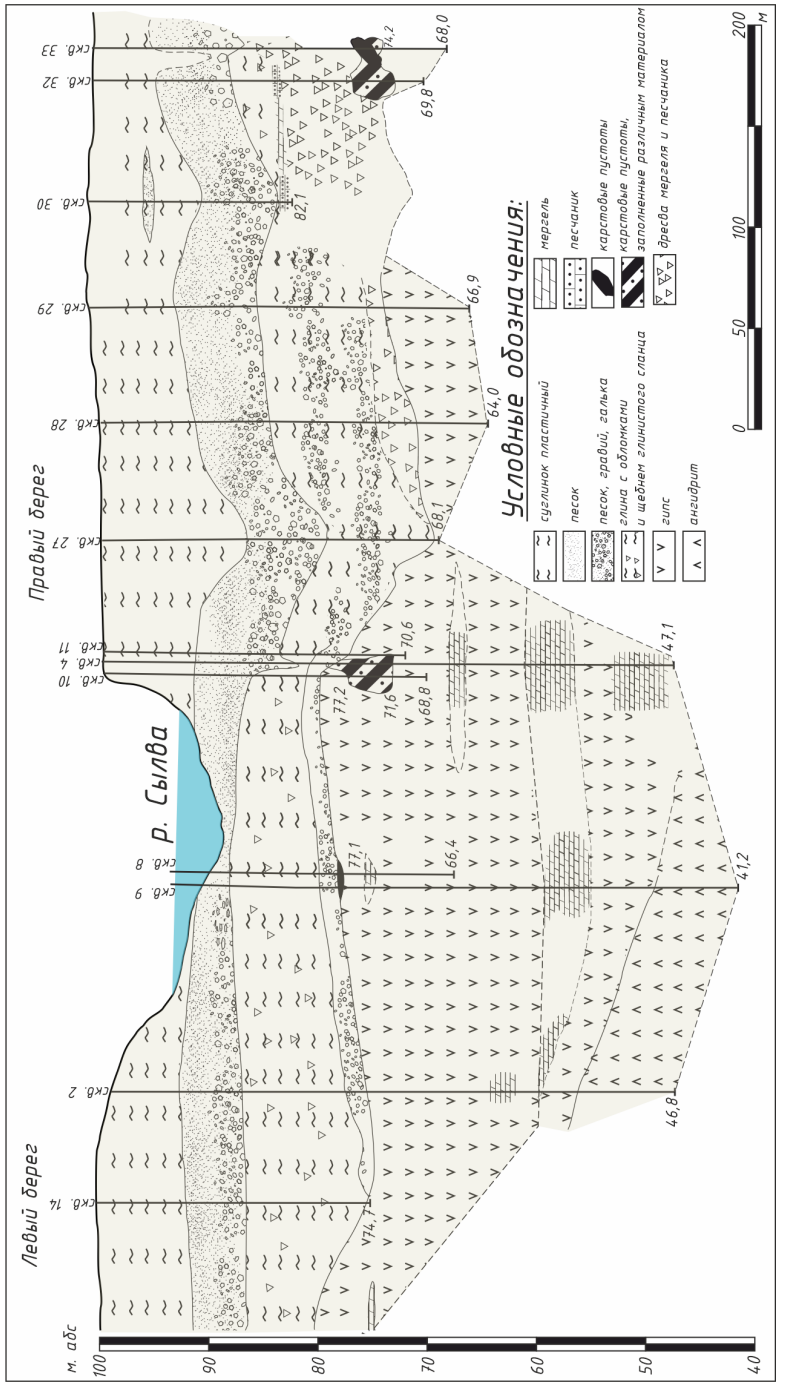



**Рисунок 3.6.25** Геологический профиль мостового перехода через р. Сылву (*архивные данные лаборатории геологии техногенных процессов Естественнонаучного института ПГНИУ*)

В 1993 г. на перегоне Ергач – Иренский, на участке 1516-ый км, вновь произошел провал диаметром 24 м и видимой глубиной до 5 м (*рис. 3.6.24*; *Голиков, 2017*).

В 1897 г. на Уральской горнозаводской железной дороге (в настоящее время Свердловская) в районе п. Сылва был построен мост через р. Сылву (*рис. 3.6.25*). На глубинах 22–25 м на пойме и 11–12 м под русловыми отложениями залегают гипсы и ангидриты иренской свиты кунгурского яруса. Гипс трещиноватый, местами кавернозный. Ниже глубины 43–53 м залегает плотный голубовато-серый ангидрит. После постройки моста была обнаружена неравномерная осадка опоры и ее растрескивание. Наблюдения с 1931 по 1947 годы показали увеличение ее наклона, причем ширина трещины увеличилась с 65 до 97 мм. Для установления причин этого явления была пробурена скважина, которая на глубине 24,7 м вскрыла полость с вертикальным размером 0,8 м. В других скважинах также были встречены заполненные и не заполненные обломочным материалом полости с поперечником до 6,1 м (*Максимович, Горбунова, 1958*).

**Рисунок 3.6.24** **Провал на участке 1516-й км Свердловской железной дороги, перегон Ергач – Иренский, 1993 г.** (*Голиков, 2017*)

**Автомобильный транспорт**. В районе существует достаточно развитая сеть автомобильных дорог. Крупный провал произошел 17 ноября 2017 г. в Пермском районе на автомобильной дороге Мостовая – Сыра, ведущей на паромную переправу к с. Насадка (*рис. 3.6.26*). Провал диаметром 10 м и глубиной 13 м образовался при проведении ремонтных работ.

**Рисунок 3.6.26**
**Провал на автомобильной дороге Мостовая – Сыра (фото** *И. Костарева*)

В 150 м на север от д. Заспалово 7 мая 2020 г. образовался провал на краю асфальтового покрытия дороги Кунгур – Серга (*рис. 3.6.27 а*). Форма провала в плане овальная, максимальный поперечник – 2 м, минимальный – 1 м, видимая глубина – 0,6 м. В этом районе выше по склону в 2013–2014 годах в месте поглощения поверхностного стока водоотводной канавой фиксировался ряд небольших провалов (*рис. 3.6.27 б*).

**Рисунок 3.6.27** **Небольшой провал (*а*) и вскрытая органная труба в кювете (*б*) автодороги Кунгур – Серга севернее д. Заспалово, 2020 г. (фото** *Н. Максимовича*)

Провал около автомобильной дороги в 2,6 км к югу от д. Дураково Кунгурского района впервые был обследован 1

июня 2009 г. Форма в плане была круглая, в разрезе – грушевидная. Поперечник на поверхности составлял 2 м, увеличиваясь с глубиной до 10 м. В настоящее время (лето 2020 г.) провальная впадина имеет диаметр 16 м, и глубину – 9,3 м (*рис. 3.6.28*).

**Рисунок 3.6.28** **Провал в 30 м от автодороги Кунгур – Серга у д. Дураково, 2020 г. (фото *Н. Максимовича*)**

## 3.7 Кишертский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста

Район простирается узкой полосой площадью 334 км$^2$ вдоль восточного склона Уфимского плато от междуречья Сылвы и Шаквы до южной границы Пермского края (*рис. 3.7.1*). В административном отношении он находится в пределах Березовского и Кишертского муниципальных округов, Кунгурского муниципального района и Суксунского городского округа Пермского края и занимает в основном левобережную часть среднего течения р. Сылвы, которая на севере пересекает его в широтном направлении (*Горбунова и др., 1992*).



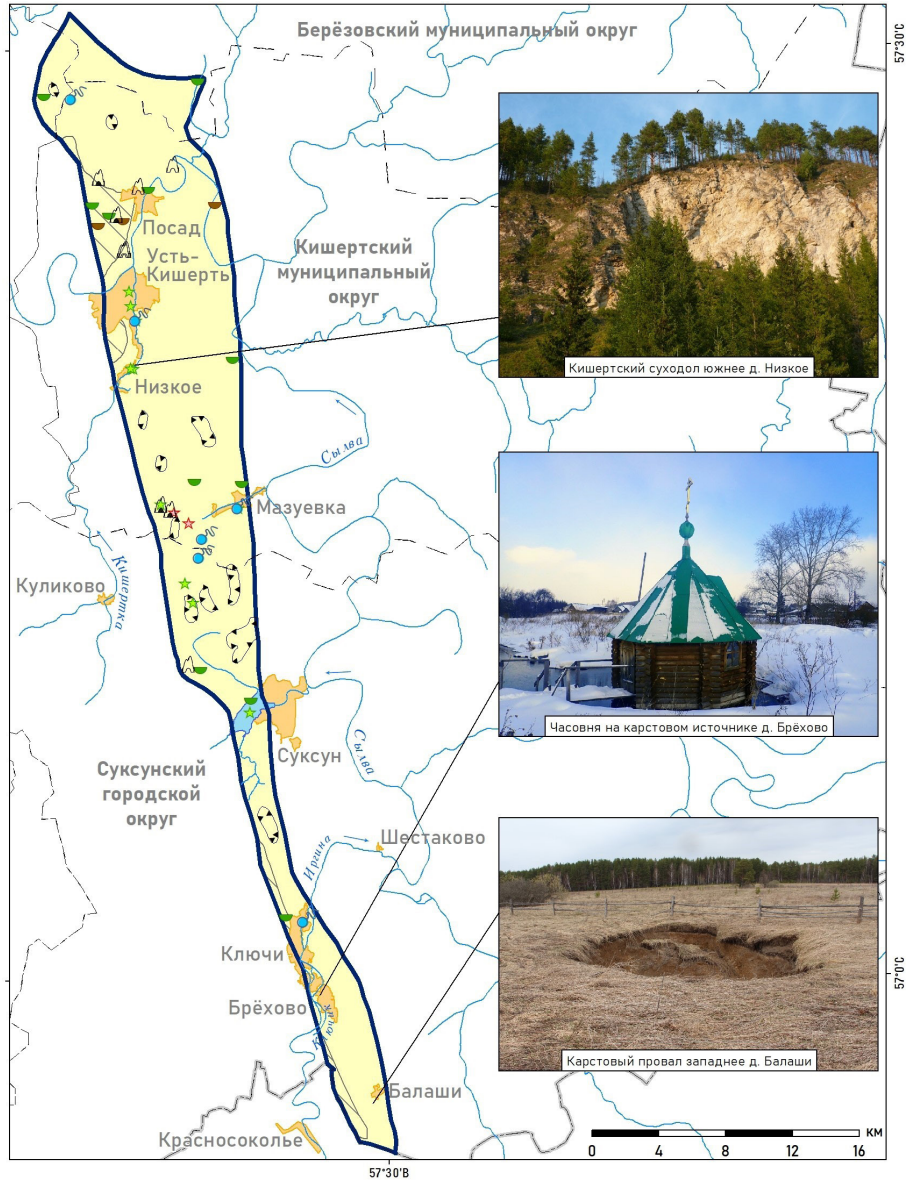



**Рисунок 3.7.1** **Кишертский карстовый район**

**Литология**

- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**

- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**

- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**

- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**

- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.7.1*

**Геологические условия развития карста**. Район расположен в узкой зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба и приурочен к Юрюзано-Сылвинской депрессии. Кишертский район, по мнению *К. А. Горбуновой* (*1992*), является ключевым при исследовании сульфатного карста Пермского каря (*рис. 3.7.2*).

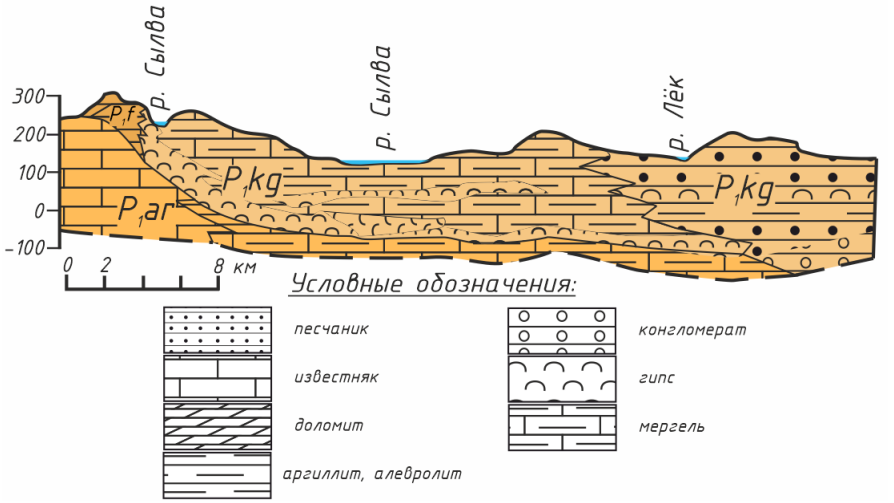



**Рисунок 3.7.2** **Геологические условия развития карста Кишертского района** (*Горбунова и др., 1992*)



В геолого-структурном отношении соответствует узкой контактной зоне карбонатов Уфимского вала (восточная окраина Восточно-Европейской платформы) и терригенных пород западной окраины Предуральского прогиба с прослоями и линзами известняка, гипса, каменной соли лекской, поповской, кошелевской свит филипповского и иренского горизонтов кунгурского яруса. Карбонатные отложения артинского и филипповского горизонта кунгурского яруса на восточном крыле Уфимского вала погружаются в сторону прогиба и замещаются глинами, алевролитами, мергелями, глинистыми известняками и ангидритами лекской свиты. По мере погружения карбонатные отложения перекрываются поповской свитой (иренский горизонт) кунгурского яруса, представленной мергелями, доломитизированными мергелями, глинами, глинистыми известняками и песчаниками с прослоями и линзами гипса и ангидрита. В основании ее прослеживается пачка ангидритов. Гипсы и ангидриты поповской свиты выходят на поверхность у с. Усть-Кишерть. Участками в разрезе присутствуют обвально-карстовые сцементированные отложения, мощность которых достигает 45 м. На водоразделах, местами в древних карстовых впадинах, встречаются неогеновые белые и цветные глины, кварцевые пески и галечники, реже – валуны и щебенка кремней, сливных галечников и кварцитов. Четвертичная система представлена аллювием в долинах рек, элювиально-делювиальными, пролювиальными и озерно-болотными осадками.

**Гидрогеологические условия**. В пределах Кишертского карстового района выделяется Кишертско-Иргинская водообильная зона.

Река Сылва является основным водотоком района и относится к типу рек со смешанным питанием, доля подземного питания может составлять 15%. Ее бассейн лежит в зоне умеренно континентального климата и характеризуется избыточным увлажнением. Ежегодно выпадает от 650 (южная часть бассейна) до 800 мм (северная часть) осадков. Река относится к восточно-европейскому типу с четко выраженным весенним половодьем, летне-осенними дождевыми паводками и длительной устойчивой зимней меженью. Характерно смешанное питание с преобладанием снегового и дождевого: до 60% осадков стекает в реки, причем распределение речного стока внутри года является относительно равномерным. Расход воды в русле колеблется в значительных пределах: от минимума в 53,1 м$^3$/с в марте до ярко выраженного максимума 536,5 м$^3$/с в мае; среднегодовой расход составляет 1804,5 м$^3$/с (*Михайлов, Оборин, 2006*).

Вода р. Сылвы имеет постоянный кальциево-гидрокарбонатно-сульфатный состав, минерализация воды увеличивается от весеннего (475,0 мг/дм$^3$) к зимнему (717,0 мг/дм$^3$) периоду.

Район является зоной разгрузки карстовых вод Уфимского вала. Воды локализованы вдоль трещинных и закарстованных зон, литологических контактов. К таким местам разгрузки подземных вод на восточном крыле Уфимского вала относится исток р. Кишертки, расход воды в устье в межень – около 60 л/с, в паводок – до 200 л/с (*рис. 3.7.3 а*).

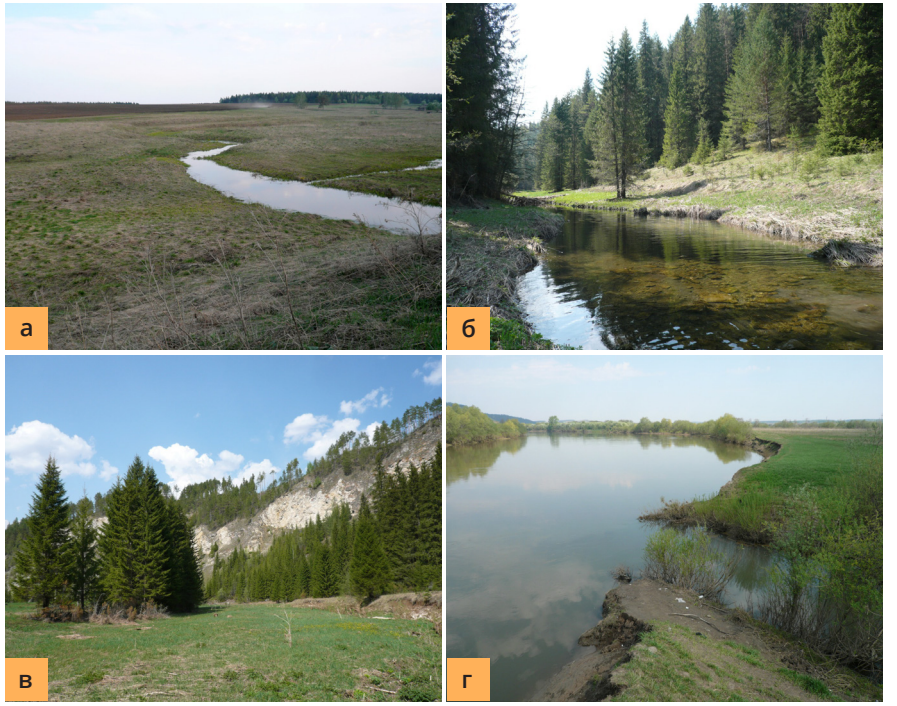



**Рисунок 3.7.3** **Река Кишертка (фото *Н. Максимовича*)**
**а) около истока у д. Ковалева (Миханята);**
**б) выше д. Низкое (ур. Шарахино);**
**в) суходол в пределах Низковской депрессии;**
**г) место впадения в р. Сылву в с. Усть-Кишерть**

Химический состав вод р. Кишертки изменяется вниз по течению, имеет сезонный характер и зависит от условий питания. В верхнем течении у д. Низкое речная вода имеют низкую минерализацию (497–535 мг/дм$^3$) и кальциево-магниево-гидрокарбонатно-сульфатный состав за счет разбавления более пресными водами, поступающими из карбонатных отложений (*рис. 3.7.3 б*). Вблизи устья минерализация повышается и в течение года изменяется от 1034 до 1408 мг/дм$^3$, что связано с разгрузкой сульфатных вод в этой части района. Преобладающими ионами в весенний, осенний и зимний периоды являются $Ca^{2+}$, $SO_4^{2-}$ и $HCO_3^-$, при этом в летнее время происходит трансформация состава, и воды становятся кальциево-магниево-сульфатно-гидрокарбонатными.



В междуречье Сылвы и Кишертки существует водораздел подземных вод (по схеме *А. В. Турышева, 1960*), от которого вода движется в северном и северо-восточном направлениях по отношению к рекам. В районе с. Усть-Кишерть, на относительно небольшой площади, наблюдаются все виды разгрузки карстовых вод, которые фиксируются по изменению состава и минерализации водопроявлений: наземная (родниковая), субаквальная в руслах рек и на дне озер, подземная в контактирующие с гипсами и ангидритами воды других водоносных горизонтов. Подземные воды аллювиальных отложений в долинах рек Сылвы и Кишертки, а также трещинно-карстовые воды гипсо-доломитово-мергельной толщи гидравлически связаны между собой (*рис. 3.7.3 г*).

С подтоком пресных гидрокарбонатных вод со стороны Уфимского вала и движением их по наиболее нарушенным трещиноватым зонам или литологическим контактам в гипсоангидритовые отложения связано интенсивное проявление карстовых процессов.

Водоносный горизонт карбонатных отложений разделяется здесь на концентрированные потоки, направленные к местам разгрузки вдоль наиболее трещиноватых и закарстованных зон, а также по контактам разнородных пород. Потоки карстовых вод как бы огибают рифы, массивы гипсов и ангидритов, менее трещиноватые и малопроницаемые породы, причем сток не только поперечный, но и продольный относительно оси вала. Воды зон горизонтальной и сифонной циркуляции Уфимского вала разгружаются в виде нисходящих и восходящих источников, а также путем фильтрации в аллювий, карстовые брекчии, трещиноватые выветрелые сульфатные отложения. На контакте с сульфатными отложениями пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды преобразуются в сульфатно-кальциевые с минерализацией до 2,6 мг/дм$^3$ (*Горбунова и др., 1992*).

На участке зоны между селами Кишерть и Ключи суммарный дебит родников, выходящих со стороны платформы, равен 1109 л/с. Выходы подземных вод на поверхность сосредоточены в трех местах: на левом берегу р. Сылвы ниже д. Мижуево (более 25 л/с), в устье Суксунского суходола (541 л/с) и в долине р. Иргины (543 л/с).

*Н. Д. Буданов* (*1964*) отмечает, что дебит крупных родников в характеризуемой зоне интенсивных трещинных нарушений достигает 1000 л/с, а удельный дебит скважин – 135 л/с (с. Ключи).

На Низковском участке общий дебит выходов подземных вод в период преобладания подземного питания составляет 60 л/с. Реки, протекающие в северной части зоны, имеют следующие величины расходов: р. Кишертка на северной окраине с. Кишерть – 160 л/с, р. Сединка в устьевой части – 50 л/с, р. Советянка – 120 л/с.

Суммарная родниковая разгрузка карстовых вод как гидрокарбонатных, так и сульфатных в Кишертском районе составляет более 2500 л/с.

Химический анализ источников с. Усть-Кишерть показал, что подземные воды, разгружающиеся вблизи контакта карбонатно-сульфатных и терригенных пород, характеризуются кальциево-магниево-гидрокарбонатно-сульфатным (источник д. Низкое) и кальциево-гидрокарбонатным (озера Провальное и Молебное) составом и минерализацией 144–738 мг/дм$^3$. В весенний период в водах оз. Провальное присутствуют ионы магния, связанные с растворением доломита. Молебное и Провальное относятся к озерам смешанного, преимущественно подземного питания водами покровных и коренных отложений (*Катаев и др., 2017*). Для них характерна вертикальная гидрохимическая зональность, связанная с изменением химических показателей и типа вод с глубиной. Смена состава вод оз. Провальное с кальциево-гидрокарбонатного на кальциево-гидрокарбонатно-сульфатный и резкое увеличение минерализации указывает на подток подземных вод из отложений кунгурского яруса. Повышение минерализации вод оз. Молебное связано с увеличением содержания ионов кальция и гидрокарбонат-ионов, а не количества сульфатов. Подток подземных вод осуществляется из карбонатных отложений (*Максимов и др., 2017*).

Источник в д. Зуево (*рис. 3.7.4*), выходящий в пределах распространения терригенных пород кунгурского яруса, имеет кальциево-сульфатный состав и высокую минерализацию (1623,0 – 2110,0 мг/дм$^3$). Это связано с тем, что замещение с запада на восток карбонатно-сульфатных терригенными породами прогиба создает условия для напорной разгрузки пресных гидрокарбонатных вод, сопровождающейся смешиванием с сульфатными водами (*Казанцева и др., 2020*).

Главной дреной в южной части Кишертско-Иргинской зоны является р. Иргина, расход которой в устьевой части у д. Шестаково в июле 1968 г. был равен 5,8 м$^3$/с. В период летней межени здесь преобладает подземное питание. Приток подземных вод на участке между с. Ключи и плотиной в пос. Ниж. Иргинск составляет 4,5 м$^3$/с. Наибольший приток подземных вод установлен на участках с. Ключи – с. Брехово (1930 л/с), с. Красносоколье – с. Пантино (900 л/с), с. Брехово – д. Щипицыно (880 л/с).

**Рисунок 3.7.4** **Разгрузка сульфатно-кальциевых вод в виде источника в д. Зуево (фото *Н. Максимовича*)**

Водообильные участки в долине р. Иргины чередуются с неводообильными, где приток подземных вод невелик или отсутствует. На некоторых участках происходит русловое водопоглощение. Удельный приток подземных вод в русло р. Иргины достигает 480 л/(с·км$^2$) и в среднем равен 118 л/(с·км$^2$).

Река Советянка протяженностью 7,6 км впадает в Суксунский пруд (*рис. 3.7.5*). Начало ей дают источники с небольшим дебитом, вытекающие из мергелей поповской свиты у д. Чечуварки. Расход реки от истока вниз по течению медленно увеличивается от 0,7 до 18 л/с (в 4,8 км от устья). В среднем течении слева в нее впадает р. Ключевая Каменка с расходом

4 л/с. Несмотря на это, расход уменьшается до 16 л/с (в 2,8 км от устья). По сведению местных жителей, в сухие годы река на этом участке исчезает. В нижнем течении в р. Советянку слева впадают многочисленные восходящие источники с дебитом до 54 л/с, ниже которых расход возрастает и в устье составляет 257 л/с. Химический состав реки определяется условиями питания. В верховьях и среднем течении вода имеет минерализацию 486–507 мг/дм$^3$ и относится к гидрокарбонатно-кальциево-магниевой гидрохимической фации. Ниже выхода сульфатных пород минерализация увеличивается до 1179 мг/дм$^3$, а состав воды изменяется на сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый. Подземный химический сток на участке повышен – 1,12 г/(с·км$^2$).

**Рисунок 3.7.5** **Пруд в п. Суксун, созданный в 1739 г., где формируются сероводородные лечебные грязи (фото *Н. Максимовича*)**

Средний модуль подземного стока в бассейне р. Иргины равен 10 л/(с·км$^2$). Учитывая климатические показатели, это максимально возможная удельная величина подземного стока для районов Среднего Предуралья. Высокий модуль подземного стока обусловлен, главным образом, притоком карстовых вод из карбонатных отложений восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Поступление подземных вод из Предуральского прогиба наблюдается ниже с. Брехово и сравнительно невелико – нескольких сотен л/с.

В нижнем течении р. Шуртаны, на участке длиной около 5 км, зафиксирован интенсивный (940 л/с) приток подземных вод.

**Карстовые явления**. Развитие карста в описываемом районе связано с разнообразными типами подземных вод: трещинно-карстовыми водами карбонатных отложений Уфимского вала, карстовыми водами сульфатных отложений кунгурского яруса и ольховской карстовой брекчии, трещинно-поровыми водами терригенных отложений кунгурского и уфимского ярусов (*Горбунова, 1965*).



Карст района разновозрастный. Вероятно, развитие его началось в мезозое. В палеоген-неогене происходило заполнение крупных карстовых озерных впадин осадками. В четвертичном периоде в связи с поднятием Уфимского вала и углублением долины р. Сылвы происходит оживление карстовых процессов. Наибольшее поднятие испытала южная часть района.

В с. Усть-Кишерть *Т. Г. Ковалевой* (*2010*) на основании материалов изысканий выделено одиннадцать типов геологических разрезов (*рис. 3.7.*6). На данной территории наибольшее развитие получили карстовые воронки (205 форм), в том числе карстовые озера провального генезиса, и подземные полости (88 форм) (*рис. 3.7.7*).

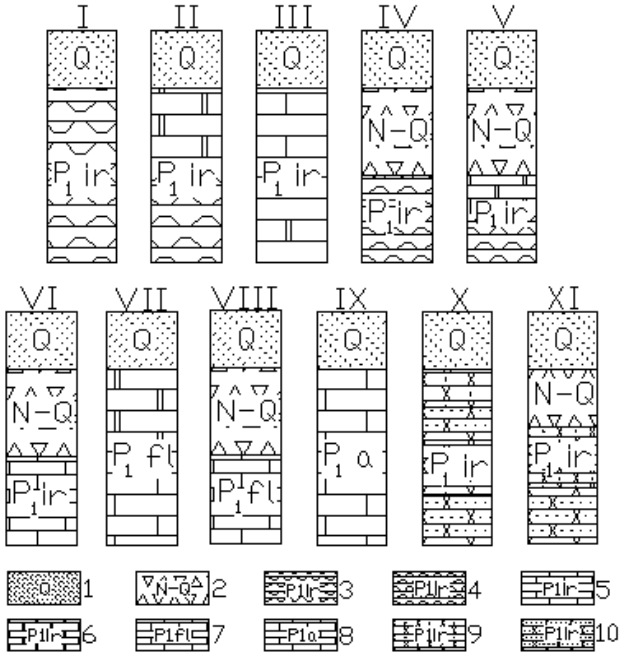



**Рисунок 3.7.6** **Типы геологических разрезов территории с. Усть-Кишерть (*Ковалева, 2010*)**

***1*** **– четвертичные отложения;** ***2*** **– неоген-четвертичные отложения;** ***3*** **– гипсы иренского горизонта;** ***4*** **– ангидриты иренского горизонта;** ***5*** **– известняки иренского горизонта;** ***6*** **– доломиты иренского горизонта;** ***7*** **– известняки и доломиты филипповского горизонта;** ***8*** **– известняки артинского яруса;** ***9*** **– алевролиты иренского горизонта,** ***10*** **– песчаники иренского горизонта**

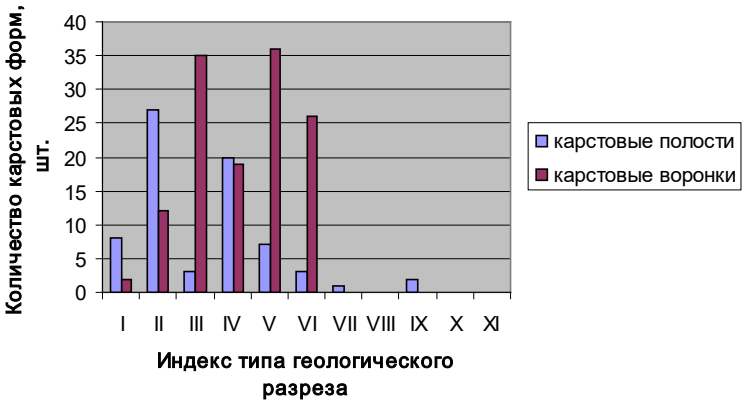



**Рисунок 3.7.7** **Гистограмма частоты встречаемости карстовых форм в пределах территорий с различными типами геологического разреза** (*Ковалева, 2010*)

Большинство поверхностных карстовых форм приурочено к участкам распространения III (27%) и V типов (28%), в то время как на территориях, сложенных по VII – XI типам, карстопроявлений практически не обнаружено, что объясняется отсутствием в геологическом строении участков карбонатно-сульфатных иренских отложений. На территории, сложенной по V типу, расположено большинство озер карстового генезиса: Молебное, Яма, Безымянное, Кислое, Западное Березинское, Среднее Березинское, Восточное Березинское, Восьмерка (*рис. 3.7.8*). Подземные карстовые полости, как правило, приурочены к толще чередующихся сульфатных и карбонатных иренских пород, перекрытой четвертичными отложениями (*Ковалева, 2010*).

Севернее р. Сылвы, на северо-западе от линии д. Подникольская – с. Посад-Кишерть, простирается полоса воронок, карстовых озер и котловин шириной до 2 км через д. Шастино и Безукладниково к д. Карнаухово на р. Шакве и далее на север. В окрестностях с. Усть-Кишерть описано 160 воронок. Южнее по левобережью рек Кишертки и Сединки, на склонах Дреминской и Бурцевской депрессий, зафиксировано 150 воронок (*Горбунова, 1959*).

**Рисунок 3.7.8** **Карстовое оз. Восьмерка в с. Усть-Кишерть (фото** *Н. Максимовича*)

В Кишертском карстовом районе выделяется несколько участков, соответствующих различным стадиям развития карста (*Горбунова, 1965*). Карстовые и эрозионно-карстовые депрессии (Низковская, Дреминская, Бурцевская, Мазуевская, Дикоозерская и Суксунско-Советинская) являются более зрелыми формами сульфатного карста, они имеют поперечник более 1 км и вытянуты вдоль восточного крыла Уфимского вала.

Низковская депрессия имеет поперечник около 2 км. С запада и юга она ограничена крутыми склонами, а на севере открывается в долину р. Сылвы. Дно депрессии плоское, местами заболочено, на востоке депрессии несколько повышается и переходит в долину р. Сединки. С юго-запада в нее впадает крупный суходол.

На дне выходят многочисленные восходящие источники. Дно карстовой депрессии представляет собой своеобразное «окно», где разгружаются карстовые воды. Областью питания их являются поле воронок у д. Дремино и Уфимское плато. Отсюда воды движутся на север и восток в сторону депрессии, растворяя гипсы.

Большая часть родникового стока (80%) приходится на долю трех родников. Наибольший интерес представляют два крупных на правом склоне долины р. Кишертки с дебитом в меженное время до 20–25 л/с и температурой воды 6,5°С, которые характеризуются повышенным содержанием углекислоты. Резкое возрастание подземного стока в протяженной линейной зоне Кишертского суходола, наряду с другими гидрогеологическими показателями, свидетельствует о существовании здесь локальной тектонической структуры (*рис. 3.7.3 в*).

Река Кишертка раньше всего утратила свою дренирующую роль, по-видимому, на среднем отрезке, ниже д. Куликово. Первые жители, основавшие деревни Куликово, Сабарку, Моргуново 150–200 лет назад, по всей вероятности, селились на берегах существовавшей речки, т. к. других поверхностных источников воды здесь не было. На памяти живущего ныне поколения наблюдался поверхностный водоток до д. Куликово. Изотопные исследования показали, что воды в источниках и р. Кишертке на территории с. Низкое не связаны с годовым ходом атмосферных осадков. Задержка изотопного сигнала происходит с интервалом в два месяца, что говорит о скорости прохождения вод в карстовой системе от места питания до места их разгрузки (*Казанцева и др., 2020*).

Южнее Низковской на водоразделе расположены Дреминская и Бурцевская депрессии. Дреминская депрессия находится в верховьях лога, впадающего в р. Сединку. Наиболее низкая часть ее занята озером с пресной водой. На западном и северном склонах встречаются поглощающие и заиленные воронки. В одной из таких выходят гипсы. В 1946 г. в д. Дремино произошел провал.

Атмосферные осадки, поглощенные воронками, разгружаются в виде источников в Низковской депрессии. Бурцевская озерная депрессия расположена между верховьями двух логов, впадающих в р. Сединку. Склоны ее покрыты многочисленными преимущественно сухими воронками, а дно представляет серию озер и болот с пресной водой (*Горбунова, 1957*).

Мазуевская депрессия – один из интереснейших районов развития гипсового карста, находится в 2 км к западу от д. Мазуевки, имеет длину около 3 км, ширину 1,5 км и глубину до 100 м. Относится к типу озерных карстовых депрессий с озерами, котловинами, понорами, родниками, карстовыми речками. Наиболее глубокие участки дна депрессии приближаются к уровню карстовых вод. Расход воды в р. Мазуевке ниже места выхода родников достигает 500 л/с, а минерализация – 1,8 мг/дм$^3$. Дно депрессии заболочено и занято озерами с минерализацией от 0,07 до 1,6 мг/дм$^3$. По генетической классификации (*Максимович, 1969*) на данной территории выделены два типа озер: карстовые озера зоны вертикальной нисходящей циркуляции и озера зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод. По характеру питания (*Катаев, 2000*) все исследованные озера относятся к озерам-воронкам двух типов: с поверхностным и смешанным питанием (*Крутик, Килин, 2018*).



Значительную роль в их питании играют сульфатные карстовые воды. В Мазуевской депрессии преобладают воды сульфатного типа (сульфатно-натриевого подтипа), принадлежащие к гипсовой и магниевой группам, что объясняется распространением здесь пород кошелевской и поповской свит, а также отложений иренского горизонта. Распространены воды с минерализацией от 0,2 до 2,5 мг/дм$^3$ (*Фетисов, 2005*). Преобладают закрытый и подаллювиальный типы карста (*Горбунова и др., 1992*). Здесь зафиксировано 2000 воронок, котловины, крупные озерные депрессии, озера, родники с дебитом до 54 л/с, сульфатные карстовые реки, небольшие пещеры (*Горбунова, 1965*).

На контакте ледянопещерской пачки с подстилающей филипповской свитой встречается карстовая брекчия. Вдоль восточного крыла Уфимского вала протягивается полоса карстовых брекчий шириной до 2 км и длиной 40 км. Они состоят из угловатых обломков величиной от 1 до 50 см и более. Обломки представлены преимущественно доломитами, известняком, иногда окремнелым, реже – ангидритом, а восточнее р. Иргины – песчаниками и глинами. Петрографический состав обломков брекчии и палеонтологические остатки показывают, что происхождение ее связано с разрушением пород неволинской и елкинской пачек. Мощность брекчии достигает 45 м (*Лаврова, 2005*).

На участках интенсивного развития карста залегание пород нарушено за счет обрушения сводов карстовых полостей. Углы падения могут достигать нескольких десятков градусов. Карстовые дислокации бывают как складчатыми, так и разрывными (*Максимович, Горбунова, 1958; Лукин, 1960*).

Дно Суксунско-Советинской эрозионно-карстовой депрессии занято прудом, который питается сульфатными карстовыми реками Советянкой и Киселевкой и р. Ключи, начало которой дают пресные источники карстовых вод Уфимского вала в устье Суксунского суходола. Левобережная часть долины р. Советянки и юго-восточный склон пруда сильно закарстованы. В д. Советной находятся несколько карстовых озер с поперечником до 100 м (*рис. 3.7.9*); большинство из них – в стадии зарастания.

**Рисунок 3.7.9** **Карстовое озеро в д. Советной (фото *Н. Максимовича*)**

Наиболее распространенной формой проявления карстовых процессов на территории п. Суксун являются карстовые воронки (около 430 форм). Плотность карстовых форм здесь изменяется от нескольких единиц до 100 и более форм/км$^2$ (*Ковалева, Николаев, 2013*).

Подземная закарстованность наиболее изучена в п. Суксун и его окрестностях. Интенсивно закарстованными являются сульфатно-карбонатные отложения иренского горизонта. Глубина залегания кровли иренских карстующихся отложений варьируется в пределах от 0,2 до 35,0 м. Они встречены скважинами на абсолютных отметках 160–190 м. Вскрыто одиннадцать карстовых полостей, заполненных терригенными отложениями, среди которых преобладает щебень и дресва мергеля, реже глина. Глубина вскрытия составляет от 11 до 45 м. Амплитуда большинства полостей – до 2 м, максимальная – 12,5 м (*Ковалева, 2011*).

Развитие карста сопровождается замещением сульфатных пород карстовыми брекчиями, причем этот процесс распространяется от массива карбонатных пород, вовлекая новые участки. Развитие карста будет происходить, по-видимому, до полного уничтожения сульфатной толщи. Этому процессу способствует продолжающееся поднятие местности (*Горбунова, 1965*).

Дикоозерская депрессия подобна Бурцевской, но находится в более ранней стадии развития. Ее дно занято озерами с пресной водой. Озеро Дикое (размеры 400 на 140 м) имеет глубину около 7 м (*рис. 3.7.10*).

**Рисунок 3.7.10** **Карстовое озеро в с. Дикое Озеро (фото *Н. Максимовича*)**

Озеро в д. Ниж. Одина (размеры 122 на 94 м; глубина – 19 м) приурочено к провалу, возникшему на дне озерной котловины в 1953 г. Провалы фиксируются и в настоящее время. Весной 2020 г. в с. Дикое озеро произошли два небольших провала в районе церкви. Они находятся на пути потока вод, поглощающихся понором, расположенным в 120 м юго-западнее (*рис. 3.7.11*). Рядом расположен деформированный жилой дом (*рис. 3.7.12*).

**Рисунок 3.7.11** **Карстовый понор в с. Дикое Озеро (фото *Н. Максимовича*)**

**Рисунок 3.7.12** Деформация дома в с. Дикое Озеро (фото *Н. Максимовича*)

В 2014 г. отмечено изменение химического состава озер (*Крутик, Овсянникова, 2018*) по сравнению с данными более ранних исследований. Смена фаций, вероятно, связана с эволюцией карстовых озерных котловин, в результате которой трещины и поры, обеспечивающие связь озерных и карстовых вод, кольматируются.

На территории района за 100 лет зафиксировано 49 провалов со средними размерами до 7 м в поперечнике и до 4 м глубиной, из них 5 провалов с максимальными размерами до 50 м в поперечнике и до 40 м глубиной. Самый крупный в с. Усть-Кишерть на второй террасе р. Сылвы произошел 28–29 августа 1949 г. Вначале на поверхности земли появилось блюдцеобразное понижение, в северо-западной стенке которого возникла трещина. Затем началось обрушение, сопровождавшееся шумом и излиянием воды. Спустя пять часов обрушение возобновилось, что повлекло за собой образование второго провала; оба заполнились водой. Два озера оказались в общей котловине и разделялись гребнем высотой до 1,9 м. Длина котловины была 50,5 м, ширина большей части – 40 м, меньшей – 22 м (*Горбунова, 1965*). Наибольший по глубине провал произошел в д. Брехово в 1953 г., на момент обследования глубина провала составляла 40 м.



**Пещеры**. По архивным данным Горного института УрО РАН и данным, представленными спелеологами, в Кишертском районе насчитывается 11 подземных карстопроявлений, доступных на сегодняшний день для человека, в гипсах и ангидритах, реже – доломитах. В таблице представлен их список в алфавитном порядке; пронумерованы объекты, которые считаются пещерами (*табл. 3.7.1*). Остальные карстовые формы представляют собой гроты или недоступны для человека.

**Таблица 3.7.1** Подземные карстопроявления Кишертского района (*по Герасимова и др., 2020*)

| № | Название | Протяженность, *м* | Амплитуда, *м* |
|---|---|---|---|
| | | по данным «*Перечень пещер Урала и Приуралья*», *1992*; «*Пещеры Поволжья*», *2010* с дополнениями | |
| 1 | Варсанофьевой (Мазуевская, Бурцевская, Белый Камень, Волчья Яма) | 205 | 23 |
| | Варсанофьевой-2 | 66 | |
| | Варсанофьевой-3 (Озеро) | 50 | |
| | Горенка | 200 | |
| | Грибушинская | | |
| | Ермаковская | 10 | |
| | Кристальная | 15 | |
| | Пеньковская | 5 | |
| | Лобачевская | | |
| 2 | Поляковская | 43 | 4 |
| | Посадская | 4 | |
| Итого: количество подземных карстопроявлений –11 | | 645 | |
| Итого, с учетом работ 2018–2019 годы: количество пещер – 2 | | 248 | |

Благодаря высокой растворимости сульфатных отложений и притоку пресных вод со стороны, пещеры этого района быстро эволюционируют.

До 1990-х годов в пределах Мазуевской карстовой депрессии существовали еще две пещеры: Варсанофьевой-2 и Варсанофьевой-3, но после строительства газопровода переток подземных вод был нарушен, и пещеры были заполнены глинистыми отложениями. В 1992 г. в пределах Мазуевской депрессии были описаны пещеры Кристальная и Горенка

(*Лавров, 1992*). На момент исследований (август 2019 г.) вход в эти пещеры перекрыт обвальными отложениями. Подобная картина наблюдается и для пещер Пеньковская (окраина д. Пеньки) и Ермаковская (в 1,2 км к западу от с. Посад).

Полости Грибушинская, Лобачевская и Посадская являются гротами.

Таким образом, по состоянию на 01.01.2020 г. к доступным для исследования пещерам, в пределах Кишертского района, относятся две: Варсанофьевой и Поляковская (*Герасимова, 2020*).

***Пещера Варсанофьевой*** (другие названия: Мазуевская, Бурцевская, Белый камень, Волчья яма) находится в Кишертском районе, в пределах Мазуевской карстовой депрессии, в 4 км к западу от д. Мазуевки. Она расположена на дне воронки Волчья Яма размерами 120 на 90 м и глубиной 54 м. Вход после обвала в 2005 г. сильно завален глыбами в основании скального обнажения высотой 20 м в северо-восточной части воронки. Впервые обследована *В. А. Варсанофьевой* в 1911 г. Подробная карта и описание пещеры составлены пермскими спелеологами в 1992 г. (*рис. 3.7.13*).

Пещера образована в гипсоангидритах поповской свиты кунгурского яруса и представляет собой систему ходов с небольшими гротами на разных уровнях.

В нижней части гротов расположены глубокие полости с водой. Длина всех ходов достигает 205 м, глубина пещеры – 23 м (*Герасимова и др., 2020*).

Ледяные отложения в пещере описывались *В. А. Варсанофьевой* (*1915*), *К. А. Горбуновой* (*1965*) и *И. А. Лавровым* (*1992*). В 2019 г. в пещере также присутствуют многолетний лед и сублимационные кристаллы.

***Поляковская пещера*** расположена в 2,3 км к северо-западу от окраины с. Посад, в левом борту Посадского лога правого берега р. Сылвы.

По данным полуинструментальной топографической съемки 2019 г. общая протяженность составила 43 м, амплитуда – 6 м (*рис. 3.7.14*; *Герасимова и др., 2020*).



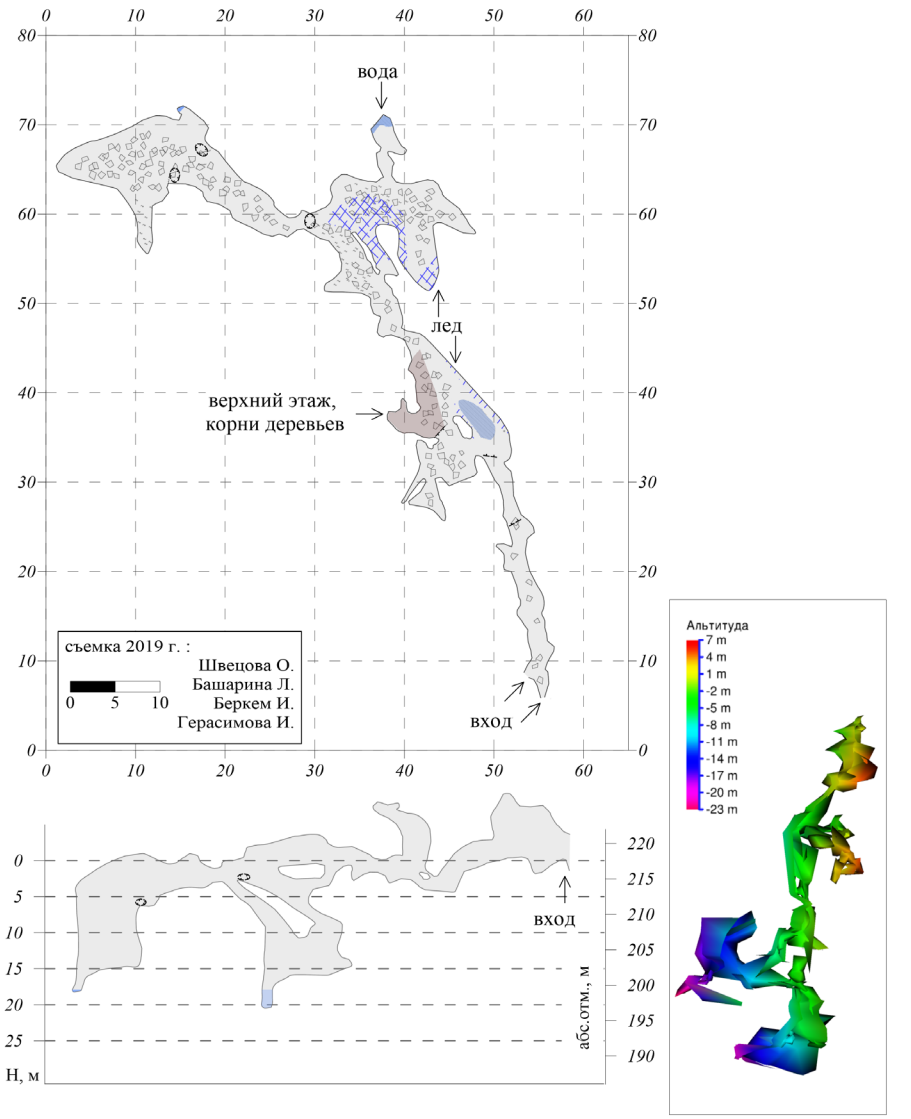



**Рисунок 3.7.13 План и разрез пещеры Варсанофьевой** (*Швецова, Башарина, Беркем, Герасимова, 2019*)

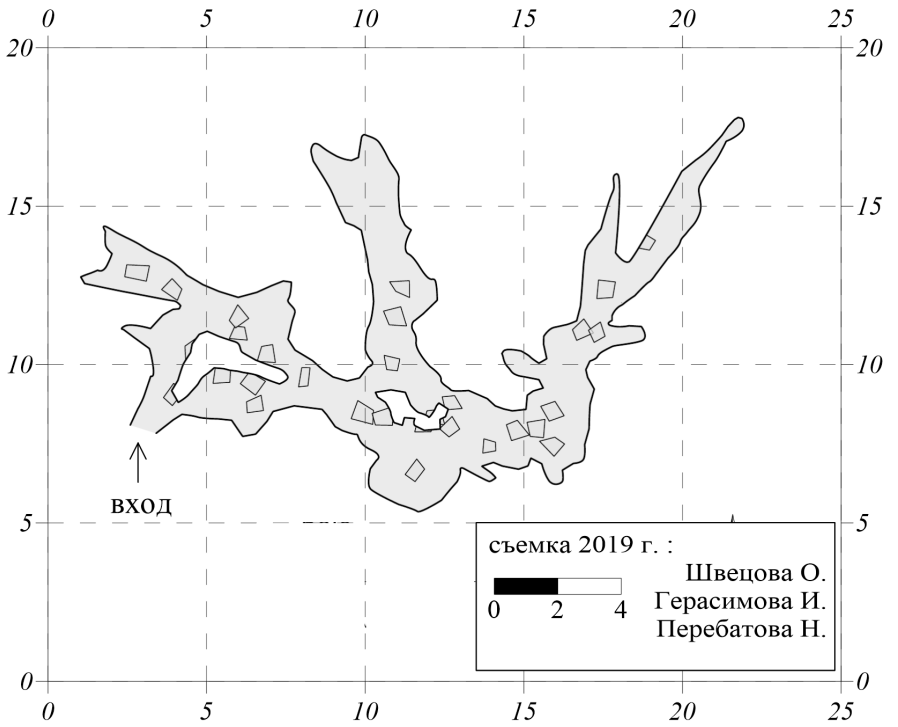



**Рисунок 3.7.14 План пещеры Поляковская** (*Швецова, Герасимова, Перебатова, 2019*)

В непосредственной близости от скального массива гипсоангидритов, включающего пещеру, расположено озеро-понор, наполняющееся водой только в весенний период.

Ранее вход располагался в основании северо-восточной части скального массива, и пещера описывалась как имеющая протяженность 200 м (*Пещеры Поволжья ..., 2010*). На момент исследований (ноябрь 2017 г.) описанный вход оказался перекрытым глыбово-щебнистой осыпью, а в 50 м к югу, также в основании обнажения гипсоангидритов, появился новый вход шириной 1,3 м и высотой 1,0 м.

Пещера представляет собой систему проходов, развитую по трещинам субширотного и субмеридионального направлений, в местах пересечения которых в результате действия обвальных процессов образованы небольшие по размерам гроты.



**Существующие и предлагаемые особо охраняемые природные территории**.

**Существующие ООПТ**. В пределах Кишертского района расположено две ООПТ, связанных с сульфатным карстом регионального и местного значения, общей площадью 112,3 га: Белый камень и Карасье озеро. Они были предложены к охране *К. А. Горбуновой* в 1959 г.

***Белый камень*** является ландшафтным памятником природы регионального значения площадью 90,3 га с охранной зоной 55,1 га и находится в 1,5 км юго-западнее д. Крохалево. Территория является классической карстовой депрессией с пятью озерами: Малое, Светлое, Черная Яма, Светлая Яма и озеро со сплавиной (*Особо охраняемые ..., 2017*). Депрессия характеризуется преобладанием подземного стока сульфатно-кальциевых вод. В пределах ООПТ в обнажениях гипса в краевых частях депрессии ранее были описаны пещеры Кристальная и Горенка (*Лавров, 1992*), на сегодняшний день они не доступны.

***Карасье озеро*** является геологическим памятником природы регионального значения площадью 22 га и находится в 500 м юго-западнее д. Крохалево (*рис. 3.7.15*). Озеро со сплавиной размерами 100 на 500 м и глубиной 5,5 м, как и ООПТ Белый камень, расположено в пределах Мазуевской депрессии.

**Рисунок 3.7.15 Карстовое Карасье озеро со сплавиной на поверхности (фото** *О. Кадебской*)

**Предлагаемые ООПТ**. ***Провал Волчья Яма с пещерой Варсанофьевой***, ***Зуевский родник*** и ***озеро Провал*** (Кишертский муниципальный округ), ***Суксунский пруд***, ***Круглое, Нижнеодинское*** и ***Молебное озера*** в Суксунском городском округе, по мнению авторов, необоснованно были исключены из ООПТ после 2009 г. Необходимо восстановить охраняемый статус данных объектов, кроме этого, внести на рассмотрение уникальный ***участок зоны разгрузки подземных вод р. Кишертки на стыке карбонатных и сульфатных пород*** в с. Низкое. Всего в районе села выходит около 18 родников, средний дебит которых составляет 4 л/с.

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. В настоящее время на территории Кишертского карстового района в основном расположены предприятия, которые занимаются растениеводством и переработкой сельхозпродукции, проходят железные дороги, трубопроводы, ведется добыча полезных ископаемых, минеральных вод и др.

На территорию района оказывает техногенное воздействие Свердловская ***железная дорога***. По проведенной оценке возможности карстовых деформаций основания железнодорожного полотна (*Маклашин, Алванян, 2015*), интервал от 1535/36 км (ст. Кунгур) до 1556/57 км (ст. Усть-Кишерть), подразделен на отрезки с соответствующей категорией устойчивости, определяемой специфическим набором факторов карстоопасности. По результатам анализа данных геолого-геофизического комплекса работ выделено 15 потенциально опасных в карстологическом отношении интервалов, степень опасности которых варьируется от II до IV (средняя, высокая и очень высокая). Общая протяженность карстоопасных участков по основанию полотна составляет 7223 м, из них со средней и высокой степенью – 4578 м и с очень высокой – 480 м по карстологическим данным, и 2640 м – по геофизическим и инженерно-геофизическим данным.

В 2013 г. авторами вблизи железнодорожного полотна в с. Усть-Кишерть было обнаружено проседание грунта рядом с Зуевским источником (*рис. 3.7.16*).

В карьере Большой лог в пределах Кишертского суходола ведется ***добыча строительного щебня, известняка и доломита*** (*рис. 3.7.17*).

**Рисунок 3.7.16** Проседание грунта вблизи с. Усть-Кишерть (фото *Н. Максимовича*)

**Рисунок 3.7.17** Карьер Большой лог в Кишертском суходоле (фото *О. Кадебской*)

Вблизи Мазуевской карстовой депрессии находится крупнейшее в России ***месторождение стронциевых руд*** площадью около 20 км$^2$, с утвержденными запасами верхнего рудоносного горизонта в 15,2 млн т руды; в настоящее время не разрабатывается (*Геологические памятники ..., 2009*).

***Месторождение строительного гипса*** Швалевский лог расположено в Кишертском муниципальном районе недалеко от с. Посад. На площади месторождения развиты карстовые процессы, выраженные на поверхности в виде логов и многочисленных карстовых воронок. В районе также расположено месторождение Бобинское строительного гипса.

***Месторождения лечебных грязей***. Поверхностные воды районов развития сульфатного карста обогащены сульфатами. В условиях дефицита кислорода сульфаты при участии микроорганизмов восстанавливаются до сероводорода, что приводит к формированию лечебных грязей.

Суксунский пруд создан в 1739 г. на р. Суксунчик одновременно с основанием Суксунского медеплавильного завода. В мелководном заливе в южной части пруда широко развиты серые и черные грязи с резким запахом сероводорода с небольшими растительными примесями. Они относятся к пресноводным среднезольным водорослево-гнилостным сапропелям, обладающим хорошими лечебными свойствами (*табл. 3.7.2*). Удельный вес грязи 1,28 (*Максимович, Чистяков, 1957*). Грязь имеет запах сероводорода. Цвет черный, засоренность значительная, консистенция мягкая, влажность 47,8%. Грязи Суксунского пруда по классификации *Л. Я. Яроцкого* (*1956*) относятся к озерно-ключевому типу.

**Таблица 3.7.2 Химический состав водной и солянокислой вытяжки грязей Суксунского пруда** (*Геологические памятники ..., 2009*)

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Водная вытяжка, мг/дм$^3$ | $H_2S$ | $CO_2$ | Ca | Mg | Na | $HCO_3$ | $SO_4$ | Cl |
| | 137,2 | 4456,0 | 372,7 | 64,7 | 225,6 | 264,7 | 663,3 | 553,0 |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Солянокислая вытяжка, г/100 г | $SiO_2$ | $Fe_2O_3$+ $Al_2O_3$ | Ca | Mg | $PO_4$ | $P_2O_5$ | $SO_4$ | Cl |
| | 0,0409 | 3,067 | 3,678 | 0,4678 | 0,0162 | 0,0121 | 0,2356 | 202 |

Грязи Суксунского пруда характеризуются высокими насыщенностью сероводородом и дисперсностью, обладают высоким коллоидальным комплексом, в котором преобладает кристаллический скелет, с повышенным содержанием силикатного. Органические вещества представлены битумами, гуминами, целлюлозой, соединениями азота, фосфора, железа, серы, остатками водорослей, микроорганизмов. В грязях содержатся также биологически активные вещества, ферменты, гормоноподобные соединения и микроэлементы. По составу суксунские грязи сходны с грязями курорта Сольцы, иловыми грязями и илово-торфяными грязями курорта Липецк (*Максимович, Чистяков, 1957*). Минеральными бальнеологическими ресурсами, в том числе грязями, курорт Ключи обеспечен для эксплуатации более чем на 100 лет (*Белов и др., 2004*).



Для этого района характерны также скопления иловых сероводородных грязей в карстовых озерах и в расширенных заболоченных долинах рек, например в р. Мал. Иргина.

***Минеральные воды*** сульфатно-кальциевого состава широко распространены на площади развития района. Лечебностоловые воды сульфатно-кальциевого состава приурочены к закарстованным гипсоангидритовым отложениям кунгурского яруса. Вскрываются они на глубинах от 40 до 100 м.

Здесь расположен курорт Ключи, где для лечения используют два типа минерализованных вод и лечебные иловые грязи, имеются геологические предпосылки открытия и внедрения в практику лечебных процедур слабоминерализованных вод с повышенным содержанием водорастворенного органического вещества, йодобромных рассолов с повышенным содержанием йода, брома, бора и других микрокомпонентов (*Геологические памятники ..., 2009*). Для лечебных целей на курорте Ключи используется скважина 1/92 (34,5–117,5 м). Вода Ключи, являющаяся аналогом минеральной воды Смирновская, имеет минерализацию 2,45 г/дм$^3$ и *pH* 7,3 и с 1995 г. используется для розлива (*Геологические памятники ..., 2009; Егоров и др., 2007*).

Выходы сероводородных вод располагаются у с. Большие Ключи Суксунского района. Минеральный состав различен: сернистые железистые и соляные. Источники выходят на земную поверхность на расстоянии от 1 до 6 м друг от друга и расположены преимущественно на правом берегу рукава р. Иргины. Сохранилось два сероводородных источника: один – у скважины 1/52, второй – у горы Городище. Вода источников относится к группе маломинерализованных вод сульфатно-кальциевой гидрохимической фации с повышенным содержанием натрия и хлора (*Геологические памятники ..., 2009*). Производится промышленный разлив минеральных лечебно-столовых вод Ключи.

## 3.8 Осинцевский район закрытого соляного и сульфатного карста

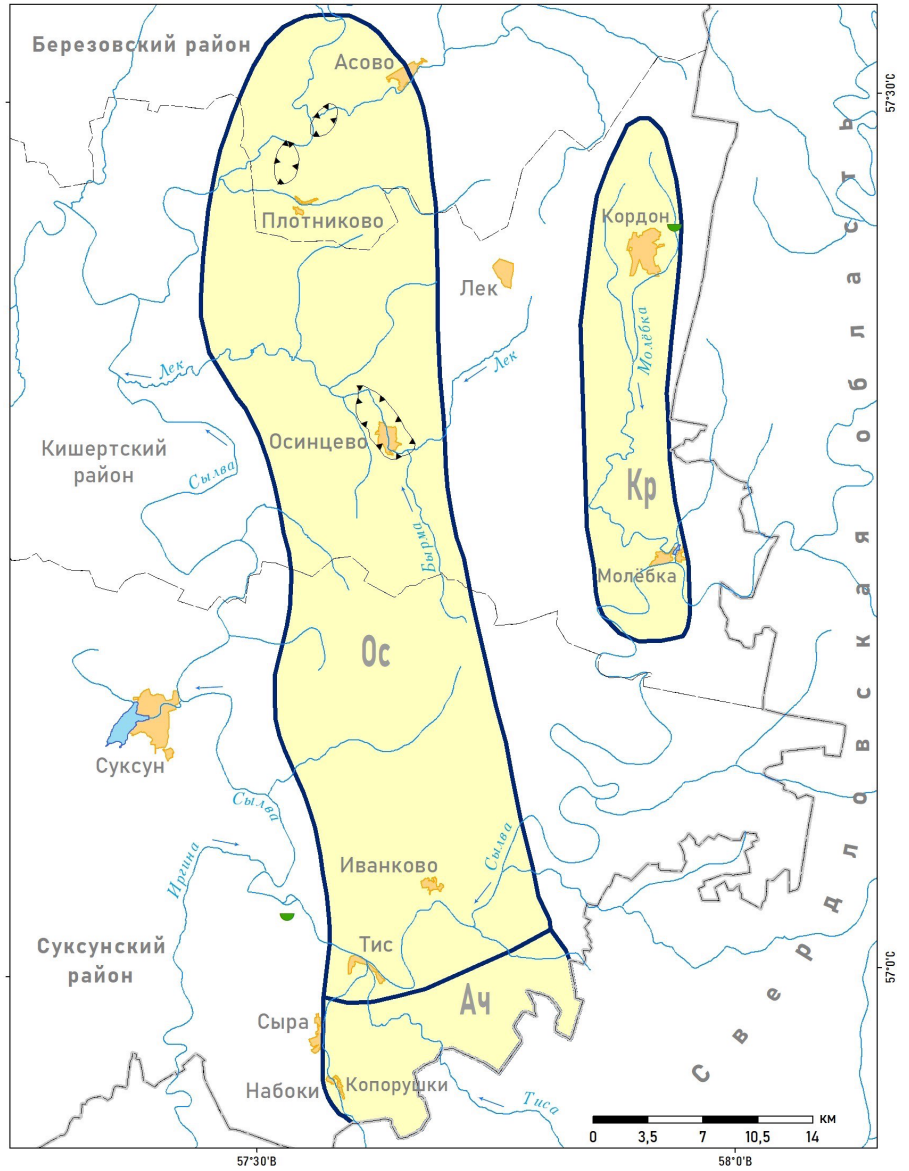



**Рисунок 3.8.1** Осинцевский (Ос), Ачитский (Ач), Кордонский (Кр) карстовые районы



**Литология**
- Гипсы, ангидриты
- Известняки, доломиты
- Терригенно-карбонатные породы
- Карстовая брекчия
- Некарстующиеся породы

**Месторождения гипса**
- Непромышленные
- Промышленные
- Проявления

**Особо охраняемые природные территории**
- Существующие
- Предлагаемые

**Пещеры**
- В карбонатных породах
- В сульфатных породах

**Границы**
- карстовых районов
- административных образований
- Пермского края

Пермь — Населенный пункт

- Родники
- Карстовые депрессии

*Продолжение рисунка 3.8.1*

Район площадью 785 км$^2$ приурочен к своду Тулумбасско-Тисовского вала, который отличается повышенным положением подошвы кунгурского яруса (*Горбунова и др., 1992; Шумилова, Максимович, 2008*). В административном отношении находится на территории Березовского и Кишертского муниципальных округов и Суксунского городского округа Пермского края (*рис. 3.8.1*; *3.8.2*).

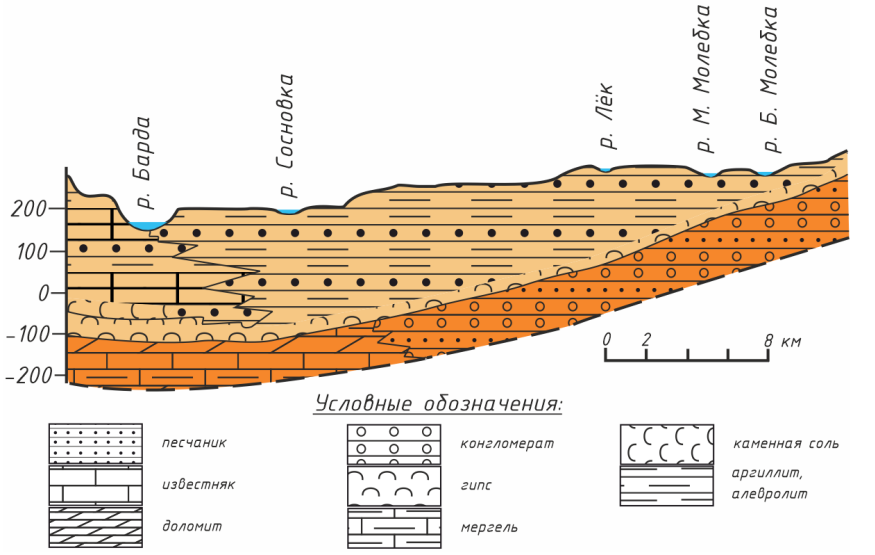



**Рисунок 3.8.2** Геологические условия развития карста Осинцевского, Ачитского и Кордонского районов (*Горбунова и др., 1992*)

В зонах повышенной трещиноватости карстуются линзы гипса и соли, залегающие среди некарстующихся отложений. Здесь полосой от с. Асово на юг через деревни Плотниково, Осинцево, Иванково, Тис прослеживаются карстовые воронки (*рис. 3.8.3*), провалы, просадки, котловины, карстовые озера, а также подземные формы карста.

Воронки местами заполнены водой, что приводит к образованию озер. В долинах рек вытекают солоноватые источники. Плотниковско-Сосновская и Осинцевская болотистые депрессии имеют диаметр 5–7 км.

По данным структурно-поискового бурения на Тулумбасовкой площади зоны полного поглощения промывочной жидкости отмечены в районе с. Асово на глубинах 324–444 и 309–325 м (*Шимановский, 1973*).

В бассейне р. Бырмы, на участках сульфатного карста, трещинно-грунтовые воды кошелевских песчаников имеют среднюю минерализацию 656 мг/дм$^3$, среднее содержание сульфат-ионов – 275 мг/дм$^3$, в то время как в бассейне р. Молебки, где карстовые явления отсутствуют, эти значения составляют соответственно 227 и 7,4 мг/дм$^3$ (*Иконников, 1975*).

Разгрузка соленых хлоридных вод активизирует карст гипсов (*см. главу 1*).

**Рисунок 3.8.3** Карстовая воронка северо-восточнее с. Осинцево (фото *Н. Максимовича*)



На территории района в 12 км на юг от железнодорожной станции Тулумбасы (вблизи с. Осинцево) находится Осинцевское месторождение гажи. Оно расположено в долине р. Лек. Полезная толща представляет собой пластообразную залежь, сложенную переслаиванием пластов и линз гажи и торфогажи, средней мощностью 3 м. Балансовые запасы категории 8,5 млн т. Торфоизвестковая толща мощностью 0,5–7 м (средняя – 3 м) перекрыта почвенно-растительным слоем и суглинками мощностью 0,2–2,2 м (средняя – 0,7 м) (*Водолазская и др., 2015*).

## 3.9 Ачитский район сульфатного карста и кластокарста

Южнее Осинцевского карстового района расположен Ачитский район закрытого сульфатного карста и кластокарста, в основном в Свердловской области. Площадь района на территории Пермского края – 96 км$^2$. В административном отношении он находится на территории Суксунского городского округа Пермского края (*рис. 3.8.1; 3.8.2*; *Горбунова и др., 1992; Шумилова, Максимович, 2008*).

Карст района обусловлен деятельностью кунгурского терригенного водоносного горизонта.

Склоны долины р. Сыры, по берегам которой обнажаются конгломераты с карбонатно-гипсовым цементом, покрыты задернованными сухими воронками (*рис. 3.9.1*; *Горбунова и др., 1992*).

**Рисунок 3.9.1** Карстовый ландшафт Ачитского района (фото *Н. Максимовича*)

На западной окраине и в центральной части с. Сыра расположены многочисленные карстовые озера, крупнейшие из которых: Лубеное, Сименчи и Бурливое (*рис. 3.9.2*) – находятся в различной стадии эвтрофикации.

**Рисунок 3.9.2** **Карстовое оз. Бурливое на западной окраине с. Сыра (фото *Н. Максимовича*)**

Рядом с озерами отмечаются цепочки небольших карстовых воронок. Крупнейшие воронки расположены на поле у северо-западной окраины д. Набоки: округлая – диаметром 30 м (*рис. 3.9.3*) и овальная – размером 30 на 70 м.

**Рисунок 3.9.3** **Карстовая воронка северо-западнее д. Набоки (фото *Н. Максимовича*)**



В районе восточной окраины д. Быково (Свердловская область) к пачке гипсов и ангидритов приурочена цепочка из 15 карстовых воронок (*Чувашов и др., 1990; Информационный бюллетень ..., 2019*).

Участки сульфатных подземных вод с минерализацией 1–3 г/дм$^3$ приурочены к линзам конгломератов и конгломерато-брекчий. Такие участки отмечаются у д. Копорушки в долине р. Сыры, а юго-восточнее – в Свердловской области в долине р. Зюри у д. Подгорной.

Загипсованность шешминских песчаников обусловила наличие солоноватых сульфатных вод в малопромытой их части ниже эрозионного вреза. Родники, вытекающие на юго-восточной окраине д. Копорушки в долине р. Сыры, имеют дебит 17 и 60 л/с, а источник в д. Быково (Свердловская область) – около 180 л/с (*Шимановский, Кунц, 1986*). Источник на правом берегу р. Сыры в одноименном селе перегорожен дамбой и используется как пожарный водоем (*рис. 3.9.4*).

**Рисунок 3.9.4** **Карстовый источник в с. Сыра, используемый в качестве пожарного водоема (фото *Н. Максимовича*)**

## 3.10 Кордонский район преимущественно закрытого сульфатного карста

Район площадью 172 км$^2$ расположен в бассейне р. Молебки вблизи пос. Кордон и с. Молебка. В административном отношении находится на территории Кишертского муниципального округа Пермского края (*рис. 3.8.1*; *3.10.1*, *Горбунова и др., 1992; Шумилова, Максимович, 2008*).

**Рисунок 3.10.1** Река Молебка в районе с. Молебка (фото *Н. Максимовича*)

Породы залегают моноклинально (угол падения 1–3°). Ангидриты мощностью 20 м вскрыты скважиной у д. Лек на глубине 130 м под песчано-глинистыми породами (*рис. 3.8.2*). В окрестностях пос. Кордон они залегают вблизи поверхности. По центру северной части поселка проходит карстовый лог с многочисленными воронками (*рис. 3.10.2*), которые также наблюдаются на территории всего поселка (*рис. 3.10.3*), часть из них заполнена водой.

Западнее поселка карстовые воронки, преимущественно конусообразные с поперечником до 50 м и глубиной до 15 м, образуют сплошную полосу. В наиболее крупных из них обнажается гипс.

**Рисунок 3.10.2** Карстовый лог в пос. Кордон (фото *Н. Максимовича*)

**Рисунок 3.10.3** Карстовая воронка в северной части пос. Кордон (фото *Н. Максимовича*)

По сведениям местных жителей, в 1900 г. в 1,5 км южнее пос. Кордон возник провал овальной формы шириной 13 м, длиной 22 м и глубиной около 14 м (*Горбунова, 1954*). Стенки провала отвесные, в них наблюдаются слоистые песчаники, залегающие почти горизонтально. Здесь развита песчано-мергельная толща кунгурского яруса с подчиненными залежами гипса и ангидрита. В 2009 г. в районе железнодорожной станции в огороде частного дома № 21 по ул. Первомайская произошел карстовый провал диаметром 10 м, на глубине 8 м в провале находилась вода. Так как провал образовался в непосредственной близости от железнодорожного полотна, он был засыпан; в дальнейшем на месте провала видимых просадок не наблюдалось.

Карстовые воронки и провалы в данном районе образуются за счет выщелачивания легкорастворимых пород, подстилающих песчаники.

## 3.11 Иренский район преимущественно сульфатного и карбонатно-сульфатного карста

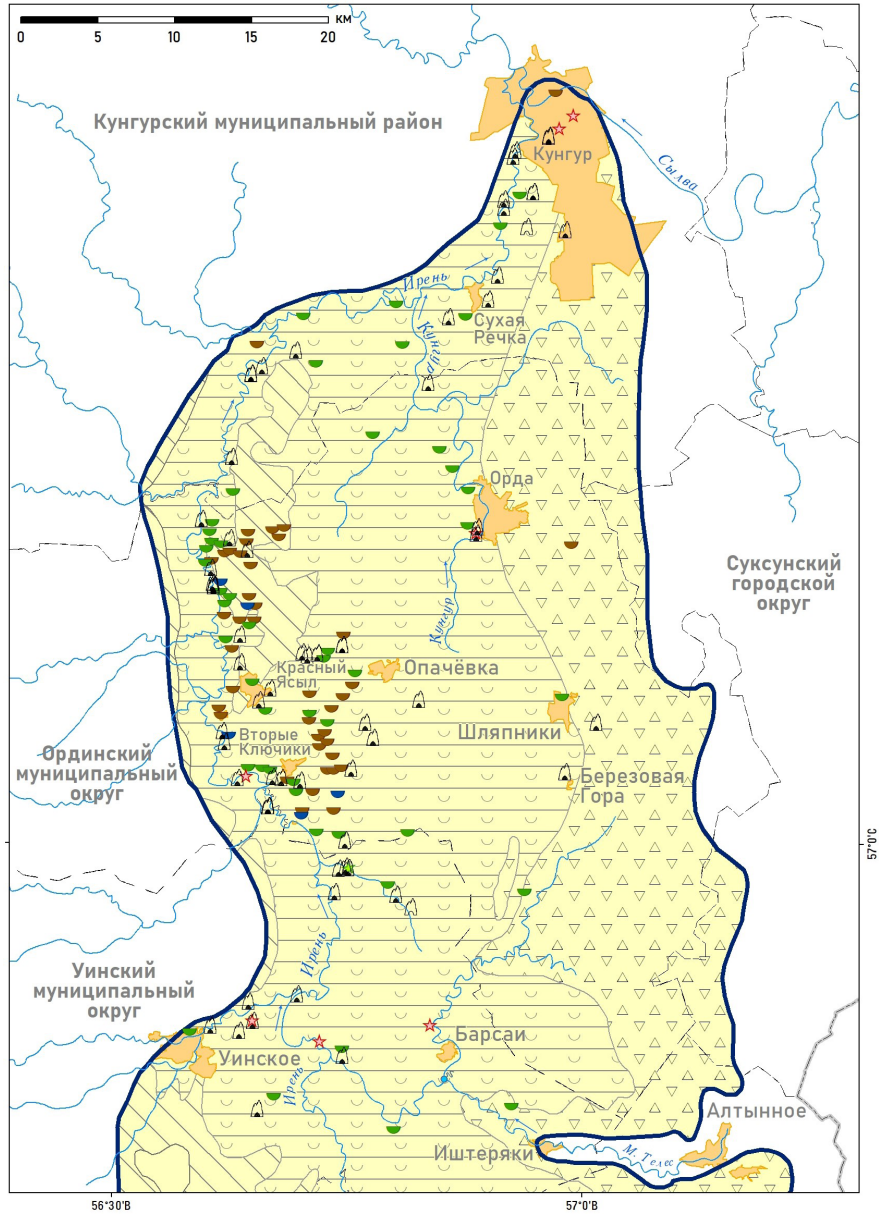
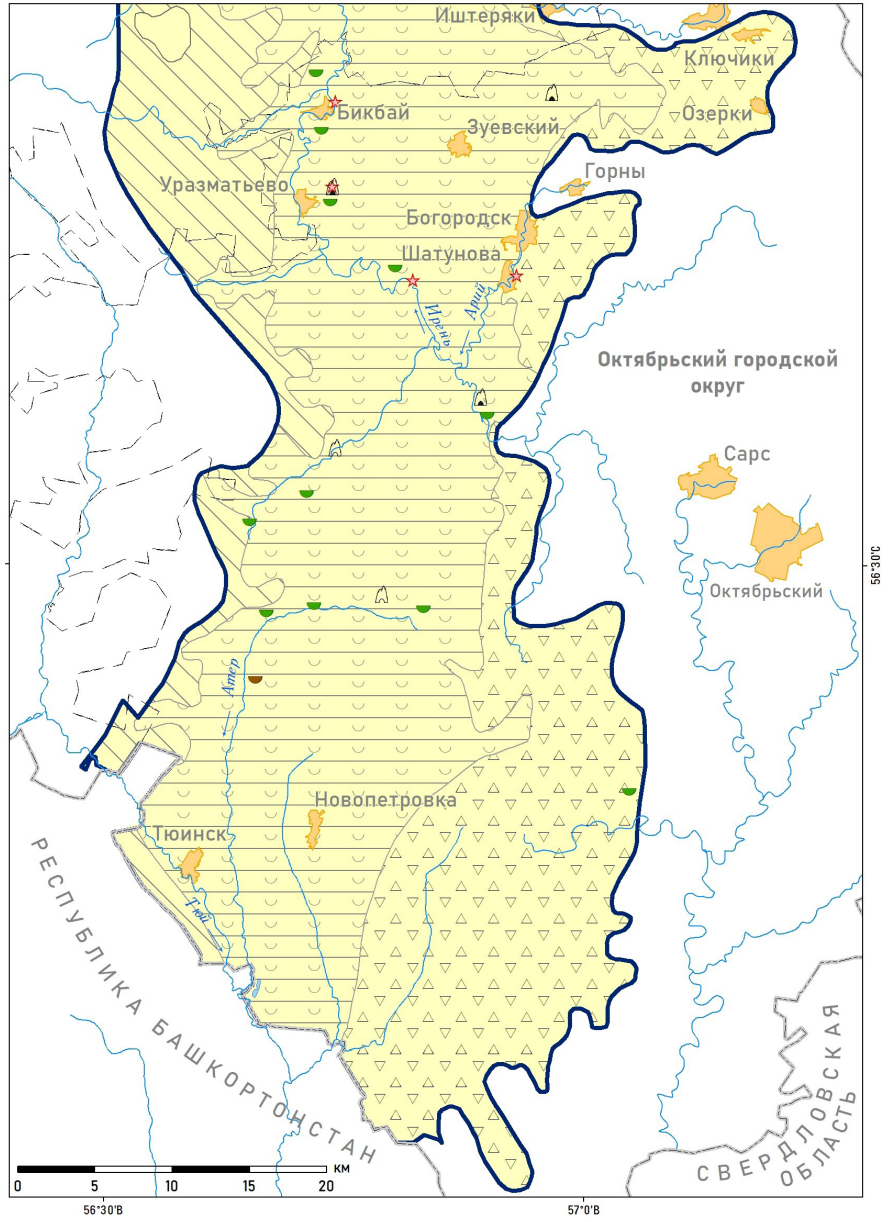



**Рисунок 3.11.1** Иренский карстовый район






*Продолжение рисунка 3.11.1*

*Продолжение рисунка 3.11.1*

Иренский район является классическим примером сульфатного карста, занимает правобережную часть бассейна р. Ирени, его площадь составляет 3815 км$^2$. С востока он ограничен карбонатными породами филипповского горизонта кунгурского яруса. Западная граница проводится по левобережью р. Ирени, где иренский горизонт погружается на запад и перекрывается соликамским, а затем терригенным шешминским горизонтами. На севере за границу с Нижнесылвинским карстовым районом условно принимается широтный отрезок р. Ирени (*рис. 3.11.1*). В административном отношении расположен на территории Ординского и Уинского муниципальных округов, Кунгурского муниципального района, Октябрьского, небольшой части Суксунского, Чернушинского городских округов Пермского края и городского округа «Город Кунгур».

**Геологические условия развития карста**. Район расположен на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Он находится на границе двух крупных структур: Башкирского свода и Бымско-Кунгурской впадины, осложненных мелкими и средними структурами. Одна из них – Уфимский вал (макробрахиантиклиналь). Иренский карстовый район занимает западное, более пологое по сравнению с восточным, крыло вала (*рис. 3.11.2*; *Горбунова и др., 1992*). Линейные эрозионно-карстовые элементы рельефа контролируются разрывными нарушениями IV-V порядков (*Фетисов, 2005*).



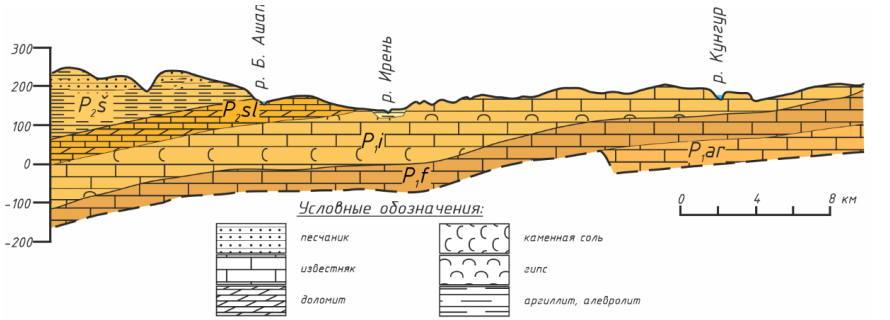



**Рисунок 3.11.2** **Геологические условия развития карста Иренского района** (*Горбунова и др., 1992*)

Зона активного водообмена и карстообразования слагается породами кунгурского яруса. В основании залегает филипповский горизонт плитчатых доломитов, нередко известковистых, оолитовых, прослоями мелоподобных, местами кавернозных. Каверны заполнены гипсом и ангидритом (*Горбунова и др., 1992*).

**Гидрогеологические условия**. Река Ирень является левым притоком р. Сылвы. Длина реки 214 км, площадь бассейна 6110 км$^2$. Река относится к восточноевропейскому типу водного режима с ярко выраженным весенним половодьем и преимущественно снеговым питанием. Среднемноголетний расход воды в 15 км от устья (д. Шубино) составляет 40,7 м$^3$/с (объём стока 1,285 км$^3$/год). В среднем за половодье проходит около 45% годового стока, среднемноголетний расход весеннего половодья составляет 346 м$^3$/с, при максимальном – 596 м$^3$/с. Средний расход в летне-осенний период – 21,8 м$^3$/с, в зимнюю межень – 15,2 м$^3$/с.

Река протекает практически по границе карстующихся и некарстующихся пород, многочисленные левые притоки (Турка, Сып, Бым и др.) питаются источниками из песчано-глинистых отложений, правые (Телес, Кунгур, Тюш и др.) – карстовыми источниками, некоторые из них несколько раз уходят в карстовые воронки и потом вновь появляются на поверхности. Протекающая в карстовом районе река на многих участках характеризуется наличием подруслового потока и выходами вод из него, которые наблюдаются зимой в виде незамерзающих участков (*рис. 3.11.3*).

**Рисунок 3.11.3** **Обнажения сульфатных пород в районе с. Усть-Турка (фото *О. Кадебской*)**

К зоне активного водообмена приурочены грунтовые воды элювиальных и аллювиальных отложений, воды спорадического распространения соликамского горизонта ольховской брекчии, водоносный комплекс иренского горизонта кунгурского яруса.

В соликамском горизонте неравномерность распространения вод обусловлена трещиноватостью иренских гипсов и ангидритов. На нарушенных участках появляется скрытый переток вод из соликамского горизонта в иренский.

Иренский водоносный комплекс приурочен к сильно закарстованным гипсоангидритовым и карбонатным пачкам. В иренском горизонте развиты как разобщенные карстовые водотоки, так и водоносные горизонты (*Горбунова и др., 1992*). Для иренского карстового района типичны карстовые реки (Чураковка, Павловка, Ясылка, Меленка), большая часть которых является правыми притоками р. Ирени.

Водообильные зоны (*Михайлов, Оборин, 2006*) с разгрузкой трещинно-карстовых вод более 10 л/с – *Ординская* и *Верхнекунгурская* – находятся в с. Орда и его окрестностях. Основной дреной обоих участков является р. Кунгур. Наиболее крупные карстовые источники с расходом более 300 л/с. – *Арсеновский (рис. 3.11.4)* и *Подзуевский (рис. 3.11.5)*.

**Рисунок 3.11.4** **Арсеновский карстовый источник в с. Орда (фото *Н. Максимовича*)**

**Рисунок 3.11.5** **Подзуевский карстовый источник у д. Подзуево (фото *Н. Максимовича*)**

*Иштерякская водообильная зона* расположена в основном в бассейне р. М. Телес и частично в бассейне р. Ария. Длина участка – 15 км, ширина – до 7 км, площадь – 92 км$^2$. Иштерякский участок приурочен к месту пересечения Кунгурской продольной зоны интенсивных трещинных наруше-

ний с намечающейся поперечной зоной неотектокических деформаций. Характерной особенностью участка является наличие ольховской карстовой брекчии в зоне нисходящей карстовой циркуляции. Зона горизонтальной циркуляции карстовых вод сложена здесь породами филипповского горизонта.

Вследствие интенсивной и неравномерной тектонической трещиноватости пород сток подземных вод на Иштерякском участке резко локализован. Наиболее мощные выходы подземных вод наблюдаются в долине р. М. Телес в с. Иштеряки и на западной окраине д. Горны. На окраине с. Барсаи находится сероводородный источник, который у местных жителей считается целебным.

В долине р. М. Телес на участке длиной 2,8 км приток подземных вод составляет 850 л/с. Средний удельный водоприток в дрену в с. Иштеряки составил 300 л/(с·км$^2$). На восточной окраине села, где р. М. Телес, пройдя под землей 6 км, вновь выходит на поверхность, расположены наиболее крупные родники. Расход р. М. Телес в месте выхода равен 205 л/с. В местах разгрузки поддолинных карстовых водотоков имеются группы родников с суммарным дебитом до 120 л/с.

Модуль подземного стока на Иштерякском участке в бассейне р. М. Телес равен 10–11 л/(с·км$^2$). На южной окраине участка, дренируемого долиной р. Ария, модуль подземного стока равен 5 л/(с·км$^2$). Здесь, на западной окраине д. Горны, имеется крупный сконцентрированный выход подземных вод с дебитом 160 л/с, связанный в основном с тектоническими трещинами юго-западного простирания.

Подземный химический сток в центральной части Иштерякского участка повышен. С одной стороны, это объясняется структурно-гидрогеологической обстановкой, с другой – наличием растворимых сульфатных пород, содержащихся в ольховской карстовой брекчии.

Показатель подземного химического стока в характеризуемой части бассейна р. М. Телес равен 5,0–5,5 г/(с·км$^2$). Сток сульфатных ионов здесь равен 1,5-1,6 г/(с·км$^2$). На южной окраине участка, где расположены гидрокарбонатно-кальциево-магниевые воды с минерализацией 0,47 г/дм$^3$ и роль сульфатов в составе подземных вод невелика, показатель подземного химического стока уменьшается до 1,65 г/(с·км$^2$).

По гидрогеологическим и гидрохимическим данным на Иштерякском участке отчетливо выделяется сравнительно крупное тектоническое поднятие брахиантиклинального типа, активно развивающееся на современном этапе геологической истории (*Михайлов, Оборин, 2006*).



*Павловская водообильная зона* приурочена к р. Павловке, правому притоку р. Ирени, длиной 6 км, образующейся от слияния двух карстовых родников. До 20-х годов XX века она называлась р. Тураевка. Переименование деревни в 1922 г. повлекло за собой изменение и названия реки. На протяжении одного километра она течет по поверхности, а затем теряется под обнажением гипса на правом склоне долины. Подземный участок равен 1,2 км и заканчивается мощным карстовым родником. Подземное течение реки прослеживается в ее среднем течении в двух воронках.

Минерализация вод составляет от 0,1 до 3,1 г/дм$^3$. Они принадлежат к сульфатно-натриевому подтипу (*Фетисов, 2005*). Спорадически обводненные карстовые брекчии распространены в восточной части района на границе с карбонатами филипповского горизонта.

**Карстовые явления**. Карст на территории района отличается высокой интенсивностью, большими плотностями карстовых форм, значительными коэффициентами поверхностной площадной и глубинной закарстованности, большой частотой провалов. Карст относится к голому на участках выхода пород на поверхность, задернованному, подэлювиальному, подаллювиальному, местами закрытому – под соликамскими некарстующимися или менее карстующимися карбонатными отложениями (*Горбунова и др., 1992*).

Формы проявления карста разнообразны. Карры развиты на обнаженных, сложенных гипсом, склонах долин рек Ирени, Аспы, Судинки. Поноры в окрестностях с. Красный Ясыл представляют собой зияющие отверстия в воронках. В месте исчезновения р. Судинки они имеют вид щелей. Карстовые колодцы и шахты в гипсах лунежской пачки известны в междуречье Аспы и Ирени. Преобладающими формами являются карстовые воронки, образующие карстовые поля. Наибольшая плотность воронок отмечается в присклоновых частях, на склонах долин, логов и оврагов, достигая значений 263 форм/км$^2$ (Павловское карстовое поле). На площади 19 км$^2$ Красноясыльского поля отмечено 2537 карстовых воронок (*Фетисов, 2005*). Коэффициент площадной закарстованности для отдельных полей составляет 21%. На площади развития демидковской пачки гипсов в окрестностях деревень Арсеновка и Захаровка на водоразделе и в присклоновой части долины р. Опачевки плотность карстовых форм достигает 160 форм/км$^2$ . Воронки приурочены к склонам долин и присклоновым частям водоразделов рек Кунгур, Опачевка, Судинка, Большой и Малый Телес. В направлении от долин к водоразделам их плотность уменьшается, что объясняется увеличением мощности покровных отло-

жений в этом же направлении. В местах, где гипсы и ангидриты залегают неглубоко, либо выходят на поверхность, плотность воронок резко увеличивается. Крупные воронки достигают в диаметре 100 м и имеют глубину до 30 м. Цепи воронок в ряде мест приурочены к трещиноватым зонам. В долине р. Судинки они расположены параллельно реке соответственно простиранию трещин бортового отпора. В долине р. Телес поля воронок линейного типа развиваются вдоль тектонических нарушений (*Горбунова и др., 1992*).

Для районов распространения гипсов характерны эрозионно-карстовые и карстовые лога, нередко с останцами по бортам (*рис. 3.11.6*).

**Рисунок 3.11.6 Гипсовые останцы западнее д. Арсеновка (фото *Н. Максимовича*)**

Слепой лог южнее д. Верхний Кунгур длиной около 400 м и шириной 50 м перпендикулярен долине р. Кунгур, но сток в нем происходит не к долине, а в обратном направлении – к воронке. Встречаются подобные лога вблизи сел Красный Ясыл, Орда, д. Павлово. Карстовые котловины распространены в гипсах и карстовой брекчии. Одни из них, котловины западнее сел Медянка и Суда, вытянуты вдоль выхода гипсовых пачек, другие, у с. Шляпники – округлые в плане. Карстовые депрессии образуются, как правило, на границе карбонатов филипповского и гипсоангидритовых отложений иренского горизонтов. Это обширные понижения с более пологим восточным и крутым западным склонами, совпадающими с границей распространения гипсов, отличаются большой мощностью карстовых брекчий. Таковы депрессии юго-восточнее д. Сухая Речка, южнее д. Арсеновка, вблизи с. Шляпники, д. Озерки, с. Медянка. Депрессии способствуют концентрации и инфильтрации поверхностного стока, питанию карстовых вод, которые вытекают на контакте с гипсами, давая начало рекам Медянка, Арий и другим.



В Иренском карстовом районе насчитывается более 500 карстовых озер, наиболее крупным из которых является Щучье озеро в Октябрьском районе. Весной 2019 г. вода в озере практически полностью ушла в карстовый провал, возникший в центральной части воронки (*рис. 3.11.7*). В 1950 г. исчезло озеро в д. Шляпники (Ординский муниципальный округ). В д. Починки вода из озера уходила под землю несколько раз.

**Рисунок 3.11.7 Щучье озеро после поглощения воды в провале на дне весной 2019 г. (фото *О. Кадебской*)**

Карстовые процессы могут сопровождаться провалами (*рис. 3.11.8*) и просадками, что представляет серьезную опасность для гражданских и промышленных объектов. *А. В. Лукин* и *Ю. А. Ежов* (*1980*) в результате инженерно-геологических исследований на территории с. Красный Ясыл наметили пять категорий устойчивости закарстованных площадей. К устойчивой площади отнесен водораздел рек Ясыла и Ирени, где сохранилась толща соликамских загипсованных пород. Инфильтрующаяся через нее вода становится менее агрессивной относительно гипсов и ангидритов, что исключает образование крупных полостей. Возможно медленное

оседание соликамских пород над местами выщелачивания гипсов. Относительно устойчивая площадь, приуроченная ко дну долины р. Ясыл, характеризуется залеганием гипсов и ангидритов под песчано-глинистыми отложениями ниже уровня минерализованных подземных вод. Не исключается возможность появления на поверхности просадок диаметром до 5 м. На слабо устойчивой площади, где карстующиеся сульфатные породы перекрыты элювиально-делювиальными и карстовыми отложениями мощностью до 25 м, есть условия для образования крупных подземных полостей, а на поверхности – провалов с поперечником до 12 м. Неустойчивые площади характеризуются высоким залеганием гипсов и ангидритов относительно уровня подземных вод и отсутствием покровных образований. Весьма неустойчивые площади приурочены к сильно закарстованным склонам долины р. Ясыл и суходолов.

За сто лет наблюдений Кунгурским стационаром Горного Института УрО РАН в Иренском карстовом районе зафиксировано 167 карстовых провалов. В с. Шляпники с 1956 по 1978 годы зафиксировано 6 провалов, из них самый крупный (1972 г.) диаметром 30 м сопровождался легким землетрясением.

**Рисунок 3.11.8 Карстовый провал в районе Ординской пещеры (фото *Н. Максимовича*)**



В с. Красный Ясыл с 1959 по 1979 годы произошло 7 провалов, в том числе размерами 10 на 12 м, глубиной 8 м у общежития в 1977 г.; в 1979 г. возник провал в зернохранилище. В 1949 г. на юго-западной окраине с. Опачевка провалился и утонул во вскрывшемся подземном водоеме местный житель. Неподалеку от села в 60-е годы на поле между Климихой и Губанами во время ночной вспашки вместе с землей провалился гусеничный трактор. В 1905 г. в д. Озерки обвалился крестьянский дом со всеми постройками, а в провале вскоре возникло озерко.

**Пещеры**. В справочнике «*Перечень пещер Урала и Приуралья*» (*1992*) в пределах района отмечены 64 карстовые пещеры протяженностью 5 м и более. За прошедшие десятилетия к указанному количеству добавилось еще несколько но, к сожалению, часть пещер стала недоступной для посещения. В Кунгурской лаборатории-стационаре Горного института УрО РАН и архивах Ассоциации спелеологов Урала в Иренском карстовом районе числилось 86 пещер и гротов (*табл. 3.11.1*). Наибольшее количество подземных карстовых форм приурочено к скальным выходам сульфатных пород в бортах речных долин (70%) или логов (30%). При этом входы изученных пещер часто расположены в основании скальных массивов (75%), реже – в их склоновой (20%) или водораздельной частях (20%). Пещеры быстро эволюционируют, изменяя свои размеры и конфигурацию (*Герасимова и др., 2019*). В таблице представлен список подземных карстопроявлений, доступных на сегодняшний день для человека, в алфавитном порядке; пронумерованы объекты, которые считаются пещерами (*табл. 3.11.1*). Остальные карстовые формы представляют собой гроты или недоступны для человека.

**Таблица 3.11.1 Подземные карстопроявления Иренского района (*Герасимова и др., 2019*)**

| № | Название | Протяженность, *м* | Амплитуда, *м* |
|---|---|---|---|
| | | по данным «*Перечня пещер Урала и Приуралья*», *1992*, «*Пещеры Поволжья*», *2010*, с дополнениями авторов | |
| | Басинская (Садоягодная) | (5) | |
| 1 | Березовогорская | 64 | 20 |
| 2 | Богомоловская (Сходская) | 36 | 6 |
| 3 | Богородская | (5) | |
| | Боковой Лог | (5) | |

| № | Название | Протяженность, *м* | Амплитуда, *м* |
|---|---|---|---|
| | | по данным «*Перечня пещер Урала и Приуралья*», *1992*, «*Пещеры Поволжья*», *2010*, с дополнениями авторов | |
| 4 | Верхняя Поповская (Паучья) | 30 | |
| | Веслянская | 6 | 2 |
| | Гельфгота | 300 | |
| 5 | Голубиная | 6 | |
| | Голухинская | (5) | |
| 6 | Денисовская (Капельная) | 70 | |
| | Дмитриевская | 80 | |
| 7 | Екатериновская (Екатерининская) | 42 | |
| | Енопаевская Ледяная | 25 | |
| | Ероговская 1 | (5) | |
| | Ероговская 2 | (5) | |
| | Захаровская | 52 | |
| 8 | Звериная | 7 | |
| 9 | Змеиная (Уинская 2) | 37 | |
| | Иренская | (5) | |
| 10 | Карьевская | 27 | 5 |
| 11 | Кашинская (Уинская 3) | 210 | 8 |
| | Кладбищенская 1 | 9 | |
| | Кладбищенская 2 | 9 | |
| 12 | Ключиковская | 29 | |
| | Ключиковская 2 | 10 | |
| 13 | Кулаковская | 8 | |
| | Кулаковская 2 | (5) | |
| | Лаврятская | (5) | |
| | Логиновская | (5) | |
| 14 | Лужковская 1 | 15 | |
| 15 | Лужковская 2 | 10 | |
| | Лужковская 3 | 300 | |
| 16 | Лысой Горы | (5) | |
| | Малая Поповская | 10 | |
| 17 | Меленка | (5) | |
| | Нагорнская | (15) | |



| № | Название | Протяженность, *м* | Амплитуда, *м* |
|---|---|---|---|
| | | по данным «*Перечня пещер Урала и Приуралья*», *1992*, «*Пещеры Поволжья*», *2010*, с дополнениями авторов | |
| | Неволинская | (5) | |
| 18 | Нижнемихайловская | 1360 | 5 |
| 19 | Нижняя Поповская | 30 | 12 |
| | Озеркинская | (5) | |
| 20 | Опачевская | 27 | |
| | Оптимист | 310 | |
| 21 | Ординская (Казаковская) | 4900, сухая часть – 305 | 41, сухая часть – 29 |
| 22 | Павловская | 9 | |
| | Павловская 2 | 14 | |
| 23 | Печка (Ключиковская 3) | 12 | |
| 24 | Пономаревская | 160 | 3 |
| | Пономаревская 2 | 50 | |
| | Пономаревская 3 | 105 | |
| | Пономаревская 4 | (5) | |
| | Поснинская | (5) | |
| 25 | Рябиновая (Казаковская 2?) | 23 | 6 |
| 26 | Селенитовая | 14 | |
| | Скальный Лог | 15 | 7 |
| | Судинская | 12 | |
| 27 | Судинский Провал (Кулаковская 3, Подземный Аквапарк) | 150 | 16 |
| | Сухореченская 1 | (5) | |
| | Сухореченская 2 | (5) | |
| | Теплая | 4 | |
| 28 | Тураевская (Озерная) | 50 | 4 |
| 29 | Тюинская (Святой Ольги) | 6 | |
| | Уинская | 15 | |
| 30 | Уинская Ледяная (Мертвеца) | 105 | 1 |
| 31 | Уразметьевская | 10 | |
| | Усановская | 29 | |

| № | Название | Протяженность, *м* | Амплитуда, *м* |
|---|---|---|---|
| | | по данным «*Перечня пещер Урала и Приуралья*», *1992*, «*Пещеры Поволжья*», *2010*, с дополнениями авторов | |
| | Усть-Телес | 19 | 5 |
| | Уясская | 40 | |
| | Федоровская | 36 | |
| | Харинская | 5 | |
| | Хрящевая | 8 | |
| 32 | Чураковская | 50 | |
| 33 | Шарташинская | 33 | |
| | Шарташинская 2 | 5 | 5 |
| | Шарташинская 3 | 5 | |
| | Шафеевская | (5) | |
| | Штопор | 6 | |
| 34 | Шум | 8 | |
| 35 | Шум 2 | 9 | |
| 36 | Шум 3 | 5 | |
| | Шум 4 | 5 | |
| 37 | Яма Миллионная | 10 | |
| 38 | Ярого Камня (Уинская 4) | 6 | |
| 39 | Ярого Камня 2 | 10 | |
| 40 | Ясыльская | 50 | |
| | Ясыльская 2 | (5) | |
| Итого: количество подземных карстопроявлений – 86 (по данным спелеологов АСУ и ГИ УрО РАН) | | 8849 | - |
| Итого с учетом работ 2018-2019 годов: количество пещер – 40 | | 3170 (+ подводная часть Ординской пещеры 4600 м) | |

**Протяженность пещеры, топосъемка которой не проводилась, принята за 5 м и указана в скобках*



Приведем описание наиболее крупных и глубоких пещер района.

***Пещера Ординская***. Вход расположен в воронке на южном склоне Казаковской горы левого берега р. Кунгур близ юго-западной окраины с. Орда. Вход вскрылся в результате провала диаметром около 35 м.

Ранее считалось, что пещера была давно известна местным жителям (*Максимович и др., 2006*). Однако скорее всего пещера стала доступной в конце 80-х годов XX века в результате провала. На Казаковской горе в 1986 г. работала партия под руководством *Н. А. Даровских* по детальной разведке флюорита для использования в качестве флюса. В материалах отчетов и по воспоминаниям сотрудников партии входа в пещеру в это время не было. Упомянутая в работе *Г. А. Максимовича* (*1969*) Казаковская пещера протяженностью 10 м, переименованная затем в Рябиновую, была обнаружена позже (*Кадебская и др., 2009*). Исследования Ординской пещеры начались с 1992 г., следовательно, провал и вход образовались между 1986 и 1992 годами.

Она является самой протяженной подводной пещерой мира в сульфатных отложениях и длиннейшей в России системой подводных галерей. Характеристики геологических, гидрогеологических, геоморфологических, геохимических и других условий района пещеры, а также ее подводной части представлены в многочисленных изданиях (*Кадебская и др., 2009; 2019; Кадебская, Максимович, 2009; 2016; Лягушкин и др., 2011; Максимович, 2008; Максимович и др., 2006; Kadebskaya, Maksimovich, 2017*).

Пещера заложена в карбонатно-сульфатной толще иренского горизонта кунгурского яруса пермской системы. Условно пещеру можно разделить на сухую часть и систему подводных галерей с сухими гротами. Общая протяженность по данным съемки составляет 4900 м, в том числе подводной части – 4600 м (*рис. 3.11.9*). По данным полуинструментальной топографической съемки 2019 г., протяженность основных ходов составила 305 м, а амплитуда – 29 м (*рис. 3.11.10*).

Сухая часть состоит из нескольких гротов, соединенных коридорами или узкими проходами, развитыми на разных уровнях по системам трещин различного генезиса.

В зимний период в сухой части пещеры формируется сезонное оледенение в виде сталагмитов, сталактитов и сублимационных кристаллов. Химический состав льда близок к составу поверхностных и подземных вод района пещеры и характеризуется выраженным сульфатным составом (*Максимович, 2008*).

**Рисунок 3.11.9** План Ординской пещеры (по данным *Д. Осипова, И. Лаврова*, с добавлениями *О. Жигалова*, 2010–2018 годы)
*1* – воздушные пузыри в подводной части пещеры; *2* – сухая часть пещеры с озерами



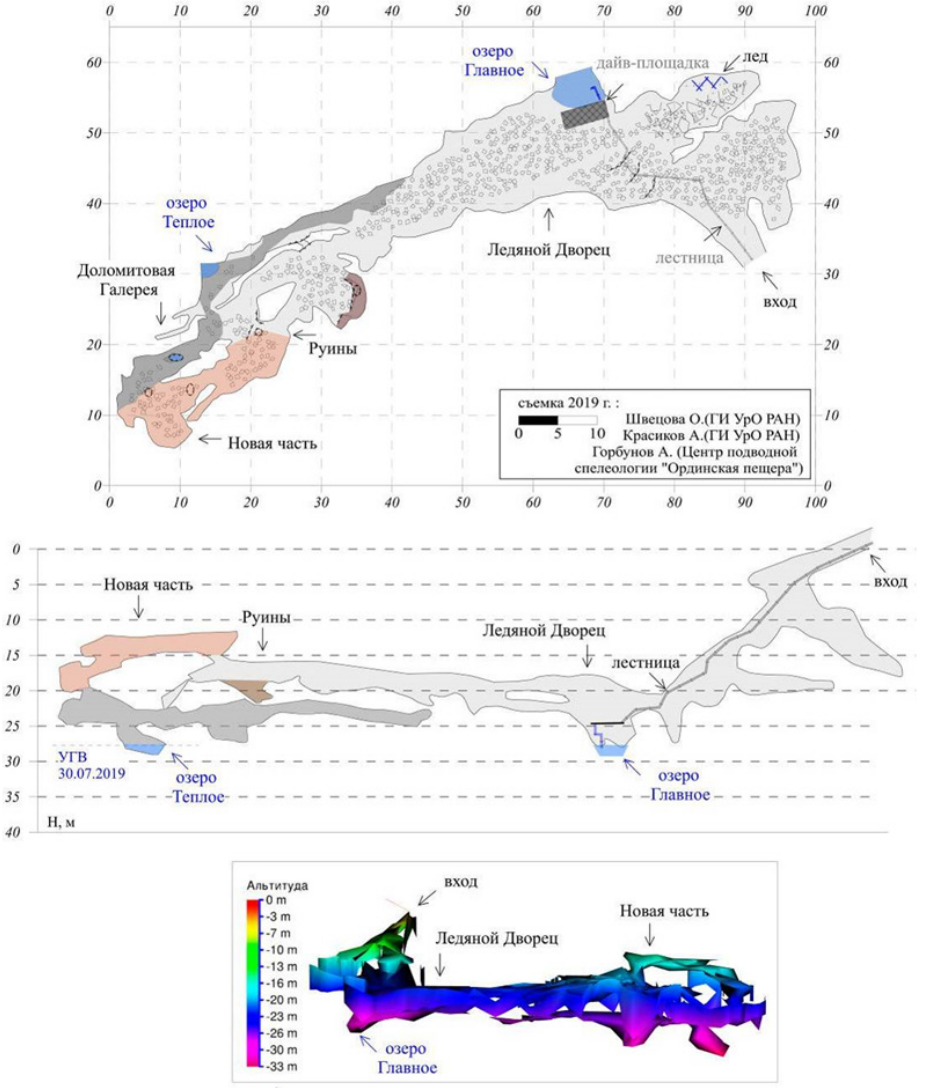



**Рисунок 3.11.10** Сухая часть Ординской пещеры (*Швецова, Красиков, Горбунов, 2019*)

Подводная часть пещеры является длиннейшим сифоном, зафиксированным в пещерах России (940 м). Анализ видеоматериалов подводной съемки, выполненной *А. Г. Филимоновым* и *А. А. Горбуновым*, позволил выявить на дне пещеры несколько углублений округлого сечения глубиной до 1 м (*рис. 3.11.11*), которые сопоставляются с восходящими субаквальными источниками (фидерами по терминологии *А. Б. Климчука*). Размеры этих углублений в течение 3–4 лет существенно увеличились, а во время паводка в гротах Большой зал, Подвал, в Основной галерее, Каньоне, Красноярском и Челябинском ходах из них выходят пульсирующие струи (*Кадебская, Максимович, 2016*).

**Рисунок 3.11.11** **Субаквальные источники (фидеры) в Ординской пещере, контролирующие разгрузку гидрокарбонатно-кальциевых вод (фото** *А. Горбунова*)

Подземные воды в этом районе относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации и имеют достаточно высокую минерализацию (до 2400 мг/дм$^3$), типичную для районов развития сульфатного карста (*Максимович и др., 2006*).

В пещере зафиксированы разные направления движения подземных вод. Вертикальное движение вод было отмечено *А. А. Горбуновым* во время весеннего паводка 2009 г. Вода со взвесью глинистых частиц двигалась из нижней горизонтальной галереи хода Подвал по почти вертикальному каналу хода Каньон в вышележащую горизонтальную галерею Основного хода. Восходящее движение вод подтверждается и внутренней морфологией пещеры: на пересечении галереи Каньон и Основной галереи на своде имеется так называемый Большой пузырь (купол) диаметром около 12 м. Несколько меньших по диаметру куполов прослеживаются на потолке Основного хода и в сторону Большого зала (*рис. 3.11.12*).



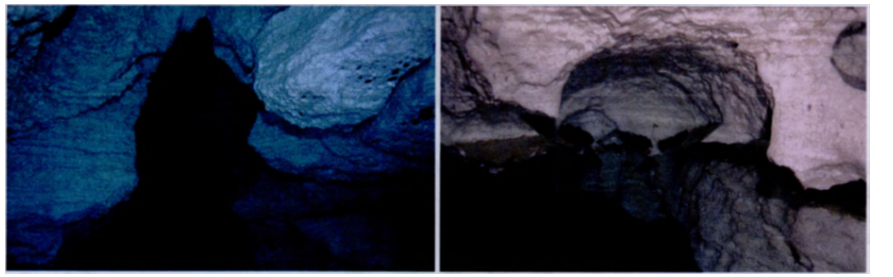


**Рисунок 3.11.12** **Эллипсоидные купола в ходе Каньон и сферические купола на потолке Основного хода (фото** *А. Горбунова*)

Другое направление движения воды было отмечено в Московском и Свердловском ходах, происхождение которых связано с развитием трещин прибортового отпора, где они согласуются с направлением течения р. Кунгур. Высокая трещиноватость карстового массива способствует проникновению мутных вод во время паводка из речной системы в дальнюю часть галерей. До сухой части пещеры паводковые воды доходят примерно за 5–7 дней. В Красноярский и Челябинский ходы мутная вода не попадает. Даже во время межени, когда взвесь со дна пещеры поднимается в Московском ходе, дальше она двигается к сухой части, что указывает на движение воды в северо- восточном направлении (*Кадебская, Максимович, 2016*).

Тектоническая раздробленность массива, обусловленная наличием диагональной системы разломов и сопряженной со сбросами северо-восточного простирания, определила конфигурацию пещеры и морфологию ее основных галерей. Пещера, традиционно рассматриваемая как результат нисходящей инфильтрации, связана с глубинным подтоком тектонически вскрытого напорного горизонта. Выявленные в Ординской пещере восходящие источники, характеризующиеся относительно высоким содержанием гидрокарбонатов, позволяют предположить, что напорные воды поступают из известняков и доломитов филипповского горизонта. Питание этого водоносного горизонта осуществляется на Уфимском плато. Неотектоническая активизация, вызвавшая вертикальное перемещение блоков, обусловила дренаж этих напорных вод и дальнейшее формирование пещеры. По классификации *А. Б. Климчука* (*2006*) такие пещеры относятся к гипогенным (*Кадебская, Максимович, 2016; Максимович и др., 2006*).

**Рисунок 3.11.13** Схема возможного расположения Ординской пещеры до ее обрушения



Обследование окрестностей пещеры показало, что она, возможно, имела более значительные размеры (*рис. 3.11.13*). В северном направлении от Челябинского и Красноярского ходов тянется карстовый лог длинной около 3,5 км. Дно и борта лога покрыты карстовыми воронками провального происхождения. Воронки фактически переходят одна в другую (*рис. 3.11.14*).

Здесь отмечаются свежие провалы. Лог заканчивается мощным Подзуевским источником (*рис. 3.11.5*). Похожий лог такого же направления протяженностью около 2,5 км находится южнее Арсеновского источника, на противоположном от входа в Ординскую пещеру берегу р. Кунгур (*рис. 3.11.6*). С большой долей уверенности можно предположить, что до образования провалов в этом районе существовала мощная пещерная система.

**Рисунок 3.11.14** **Карстовый лог с многочисленными воронками севернее Челябинского и Красноярского ходов Ординской пещеры (фото *Н. Максимовича*)**

Проявление необычной борной минерализации (говлит), установленное в подводной части Ординской пещеры, ставит ее в разряд уникальных объектов. Интересно, что этот минерал сначала был обнаружен на подводных фотографиях, сделанных *М. Юсуповой* (*Максимович и др., 2006*), а затем уже отобран для исследований.

Также в пещере обитает реликтовый бокоплав крангоникс Хлебникова (*Crangonyx chlebnikovi*).

***Пещера Нижнемихайловская*** (Нижнемихайловская-1, Нижнемихайловская-2) находится в 2,5 км к юго-западу от окраины с. Вторые Ключики, на левом берегу р. Ирени в массиве гипсоангидритов, образующих скальные выходы высотой до 10 м.

Пещера имеет три входа, расположенных на высоте 2,5–3,5 м от уреза старичного русла р. Ирени. Представля-

ет собой одноэтажную горизонтальную систему невысоких лабиринтовых ходов, развитых по трещинам в основном северо-западного направления (*рис. 3.11.15*).

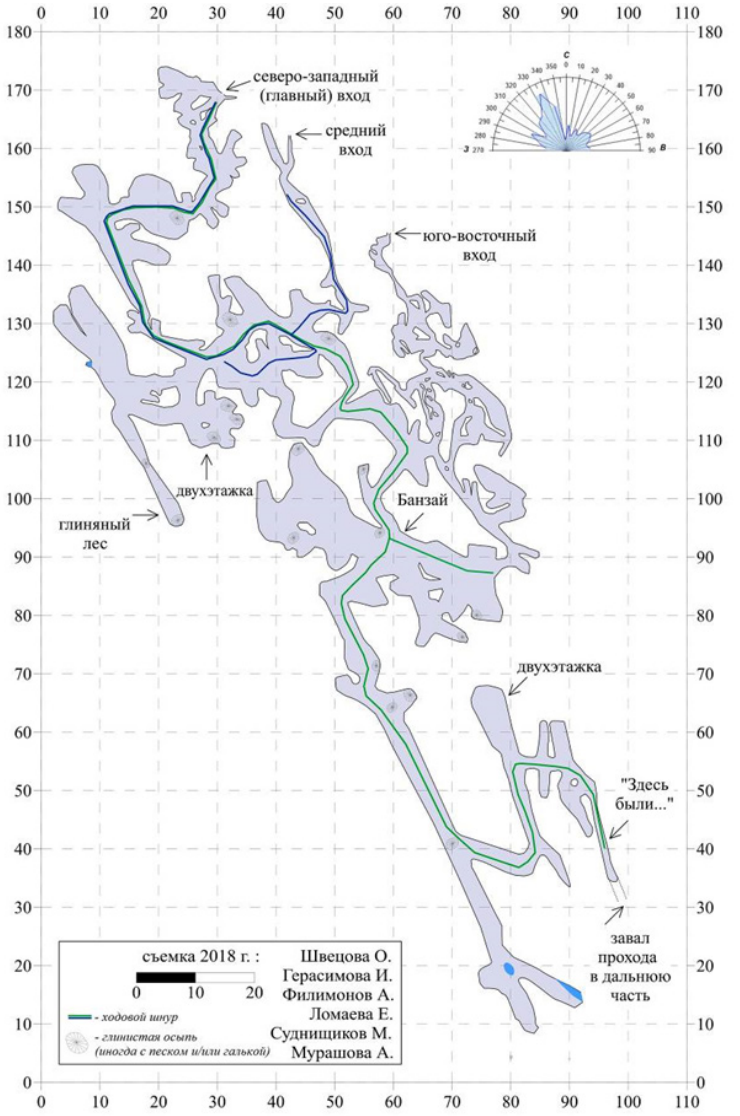



**Рисунок 3.11.15 План пещеры Нижнемихайловская**
(*Швецова, Герасимова, Филимонов, Ломаева, Суднищиков, Мурашова, 2018*)



В пещере встречаются ниши, желоба и другие формы выщелачивания, глинистые отложения с буграми и трещинами усыхания, осыпные вывалы под органными трубами. В холодное время в районе входа формируются ледяные образования и сублимационные кристаллы.

На развитие пещеры в условиях ежегодного колебания уровня и подтопления со стороны реки указывают характерные сечения ходов с угловатыми стенками и ровными горизонтальными сводами и специфические отложения на днищах, в нишах и карманах стен (*Андрейчук, Яцына, 1992*). Свидетельством разгрузки водных потоков являются незамерзающие промоины в старичном русле реки.

По данным полуинструментальной топографической съемки 2018 г. протяженность основных ходов составила 1300 м, амплитуда – 5 м. По составленному сотрудниками Кунгурского стационара Горного института УрО РАН в 1989 г. плану в дальней части пещеры имеется участок протяженностью не менее 400 м, проход к которому на момент исследований (декабрь 2018 г.) перекрыт глинистым вывалом.

***Пещера Кашинская*** (Уинская 3) расположена в 3,5 км к северо-востоку от окраины с. Уинское, ниже по течению р. Аспы, в склоновой части долины левого берега, в основании невысокого скального выхода гипсоангидритов (*рис. 3.11.16*).

Наклонный спуск, начинающийся от входа, приводит в центральный грот протяженностью 15 м и шириной до 8 м. Основной проход в дальнюю часть пещеры, представляющую собой лабиринт коридоров и гротов с обвальными отложениями, находится в западной части центрального грота. Лабиринтовая часть развита по трещинам, на пересечениях которых расположено несколько гротов высотой до 6 м, постепенно поднимающихся к поверхности земли. Большая часть гротов связана между собой узкими переходами на разных уровнях, образующими разветвленную систему.

Пещера многоэтажная, коридорно-гротовая, лабиринтовая с подземным озером. Встречены обвальные, остаточные и водные механические отложения. По данным полуинструментальной съемки 2019 г. протяженность сухой части пещеры составила 210 м, амплитуда – 8 м. Обводненная часть не превышает 10 м и имеет глубину 2 м (*рис. 3.11.17*).

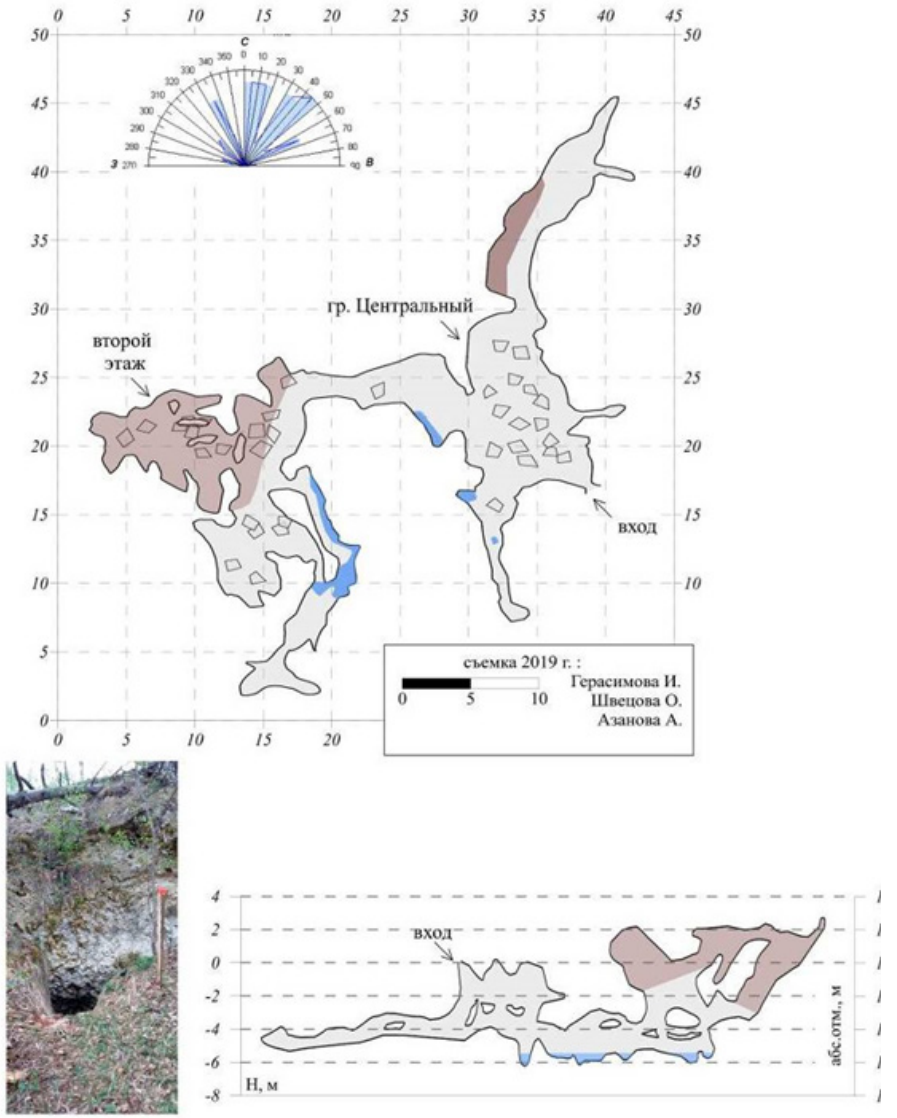



**Рисунок 3.11.16** План пещеры Кашинская (*Герасимова, Швецова, Азанова, 2019*)

**Рисунок 3.11.17** Обследование подземного озера в Кашинской пещере Д. Михалевым (фото *М. Жигулиной*)

Пещера Пономаревская находится в 3 км к северо-западу от с. Опачевка в верховьях левого склона Ясыльского лога. Пещера одноэтажная, горизонтальная, коридорно-гротовая (Килин, Минкевич, 1999) с короткими непроходимыми боковыми ответвлениями. Вход в виде арки размерами 6,2 на 1,3 м расположен в основании выхода гипсоангидритов в южном окончании обвально-карстового рва. От входа ведет широкий тоннель с преобладающим направлением 60–70°, пересекаемый ручьем (*рис. 3.11.18*).

По данным специальных исследований (*Катаев, 1999*) пещерные водотоки представляют собой фрагмент трассы локализованного стока подземных вод. В паводковый период галереи пещеры, возможно, заполняются водой, о чем свидетельствуют коррозионно-эрозионные полочки в средних частях стен. В межень в понижениях дна наблюдаются остаточные микроозера.

В пещере встречены обвальные, остаточные и водные механические отложения. В привходовом гроте наблюдаются сезонные ледяные сталагмиты и кора обледенения.

По данным полуинструментальной съемки 2019 г. протяженность сухой части пещеры составила 160 м. В настоящее время пещера загрязнена нефтепродуктами, в воздухе – характерный запах сероводорода.

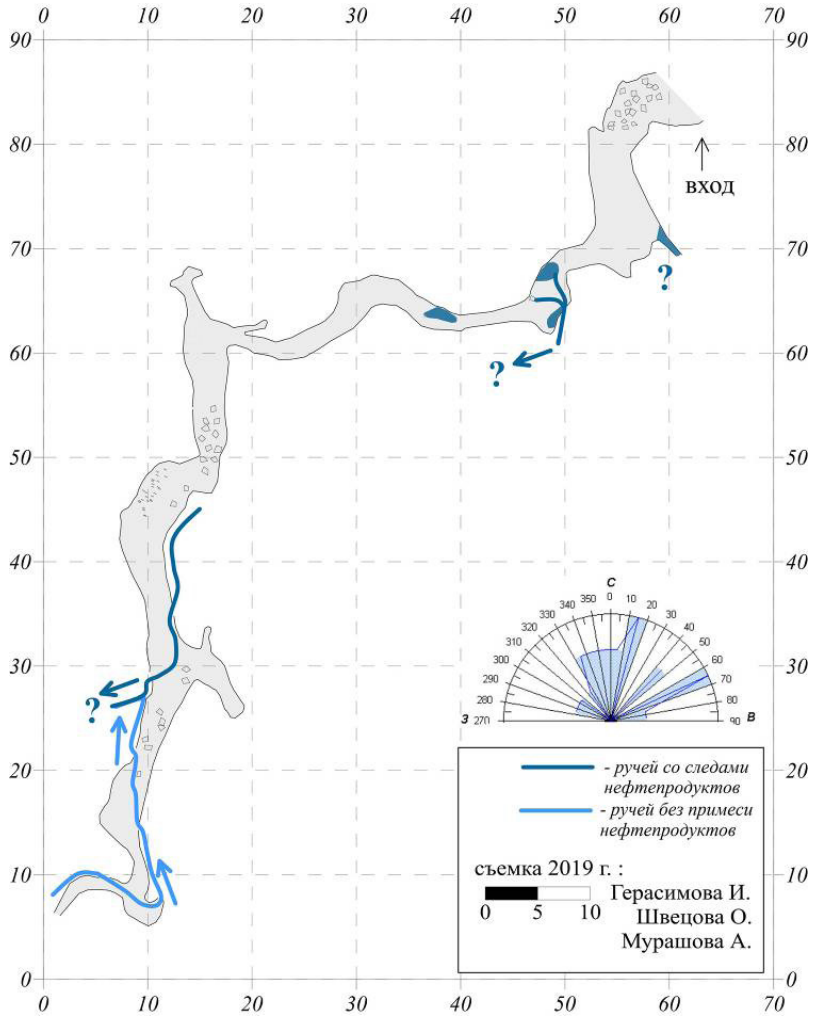



**Рисунок 3.11.18** План пещеры Пономаревская (*Герасимова, Швецова, Мурашова, 2019*)

***Пещера Судинский Провал*** (Подземный Аквапарк, Кулаковская 3) расположена на правом берегу р. Судинки, в 1,6 км к востоку от ее впадения в р. Ирень, на удалении 380 м ниже по течению от участка поглощения реки (скала Каравашек / Каравай) и 420 м – от выхода реки на поверхность (*рис. 3.11.19*). Представляет собой подземное русло р. Судинки.

**Рисунок 3.11.19** Скала Каравай и место ухода р. Судинки под землю (фото *М. Жигулиной*)

Вход треугольной формы 1,2 на 1,5 м находится в провале в склоновой части массива в 6,5 м на высоте около 15 м на уровне долины реки. Крутой спуск по наклонному ходу с вертикальной ступенькой высотой 2 м общей высотой 14 м заканчивается небольшой площадкой с озером, которое является сифоном.

К востоку от озера прослеживается широкая меандрирующая галерея, идущая вверх по течению реки (*рис. 3.11.20; 3.11.21*).

По данным полуинструментальной съемки 2019 г. протяженность сухой части пещеры составила 150 м, амплитуда – 16 м.

**Рисунок 3.11.20** Подземное русло реки в пещере Судинский Провал (фото *О. Кадебской*)

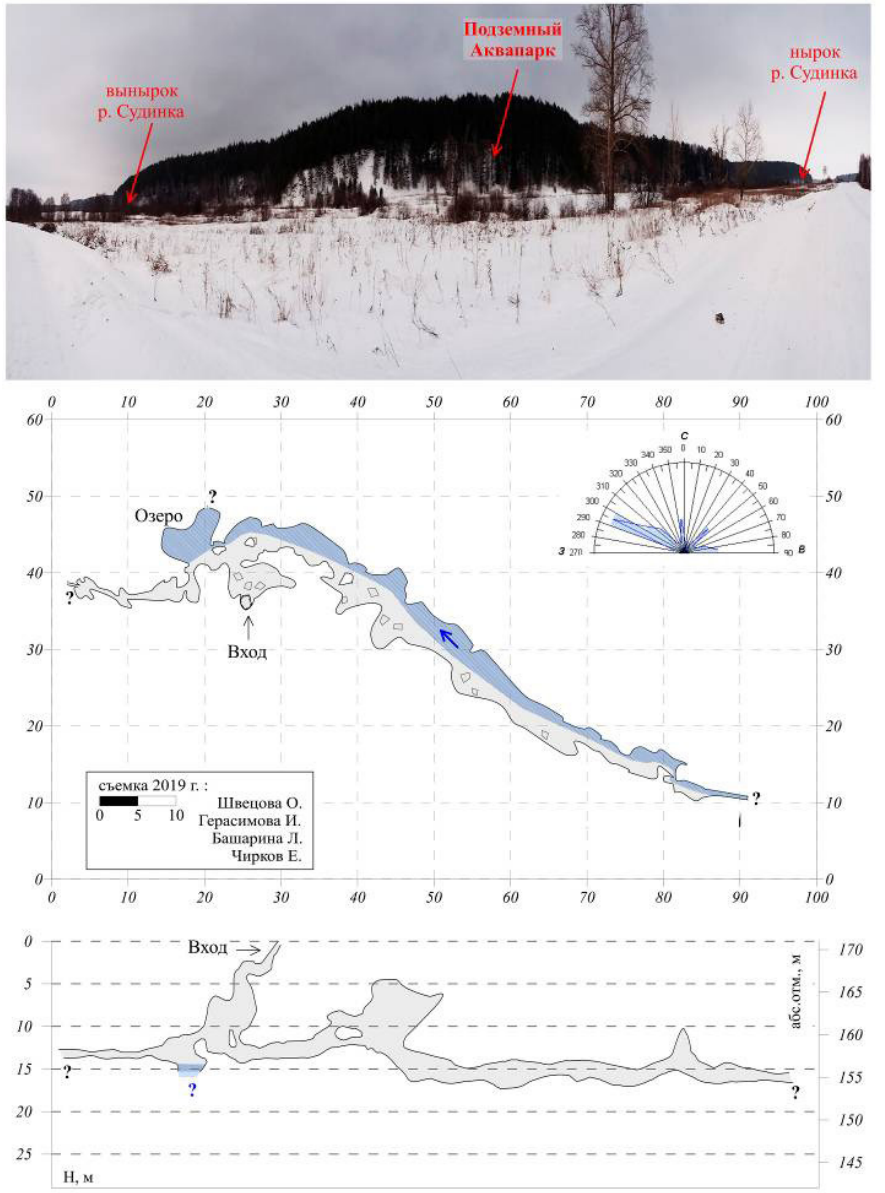



**Рисунок 3.11.21** **План пещеры Судинский Провал** (*Швецова, Герасимова, Башарина, Чирков, 2019*)



***Пещера Уинская Ледяная*** (Мертвеца) расположена в 3 км к северо-востоку от восточной границы с. Уинское, в массиве гипсоангидритов в правом борту долины на расстоянии 0,9 км от р. Аспы. Вход 0,4 на 0,5 м находится в основании обнажения гипсоангидритов высотой 3–4 м у подножия горы Чайкинский Мыс в 4,6 км ниже пос. Уинского.

Представляет собой систему невысоких (0,5–1,2 м) ходов, развитых по трещинам различного генезиса в основном юго-юго-восточного направления (*рис. 3.11.22; 3.11.23*). На пересечениях проходов расположены низкие гроты высотой до 1,5 м шириной от 2 до 5 м.

**Рисунок 3.11.22** **Обвально-глыбовые отложения в гротах пещеры Уинская Ледяная (фото** *М. Овсейчика*)

Пещера выработана в гипсах лунежской пачки иренского горизонта кунгурского яруса, которая подстилается водоупорными известняками тюйской пачки. Пещера одноэтажная горизонтальная щелевидно-гротовая, развита по трещинам меридионального и северо-восточного направлений. Помимо обвально-глыбовых в пещере наблюдаются водные механические отложения: глина и песок. В холодное время в привходовой части формируются ледяные образования и сублимационные кристаллы.

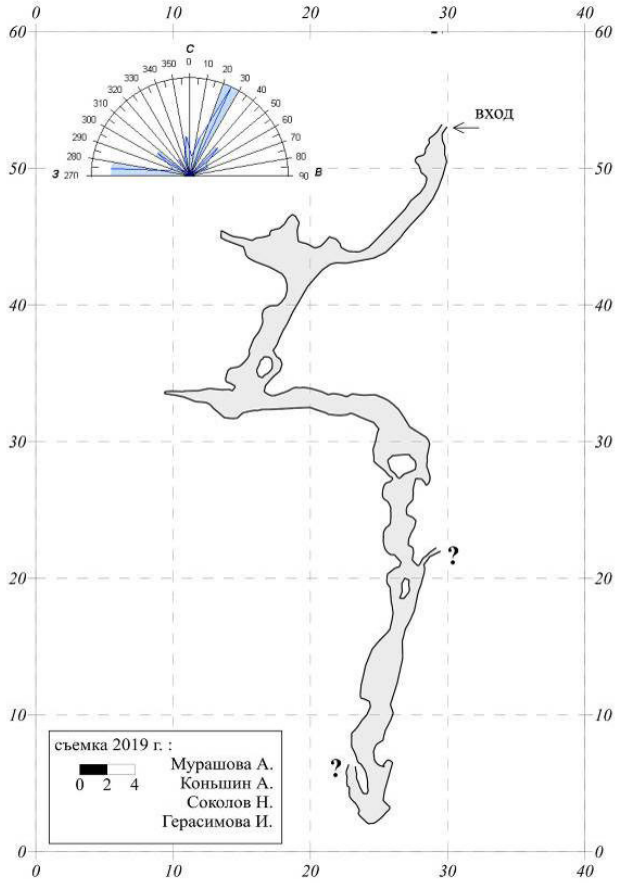



**Рисунок 3.11.23** **План пещеры Уинская Ледяная**
(*Мурашова, Коньшин, Соколов, Герасимова, 2019*)

Пещера упоминается *В. А. Варсанофьевой* еще в 1915 г., а в 1963 г. *Л. А. Шимановским* было проведено детальное исследование пещеры. Закартировано 176 м ходов и изучен химический состав льда и снега. В 1967 г. длина пещеры увеличилась до 220 м по результатам съемки, проведенной *Г. Н. Панариной*. Один из проходов на момент исследований (март 2019 г.) перекрыт локальным глинисто-обломочно-щебнистым вывалом.

***Пещера Змеиная*** (Уинская-2). Располагается недалеко от Уинской Ледяной пещеры, находится в правом борту долины, на расстоянии 0,9 м от р. Аспы. Находится на территории охраняемого природного ландшафта Уинское болото.



Вход в полость образован в основании скального уступа высотой 7 м у подножия горы Чайкинский Мыс, в 3,5 км ниже пос. Уинского. Пещера длиной 37 м выработана в тех же породах, что и Уинская Ледяная. Расположена рядом с оз. Змеиным, благодаря которому и получила свое название. Вода в озере имеет запах сероводорода.

В марте 2008 г. в первом гроте вдоль правой стенки была обнаружена наледь длиной 19 м и шириной от 0,5 до 1,5 м. Лед молочно-белый покрыт слоем гипсовой муки.

***Пещера Березовогорская*** расположена в 1,5 км к юго-западу от д. Березовая гора в воронке диаметром 70 м и глубиной 20 м, осложняющей карстовый лог. Вход в виде щели диаметром до 0,8 м находится в глыбовом завале на дне воронки вблизи основания двадцатиметрового обнажения гипсоангидритов.

На момент обследования (март 2019 г.) в глыбовом завале на дне грота наблюдаются две трещины шириной 0,5 м, локально перекрытые каменными осыпями. Представляет собой сезонно действующий понор.

По данным полуинструментальной съемки 2019 г. протяженность основных ходов составила 64 м, глубина – 20 м (*рис. 3.11.24*).

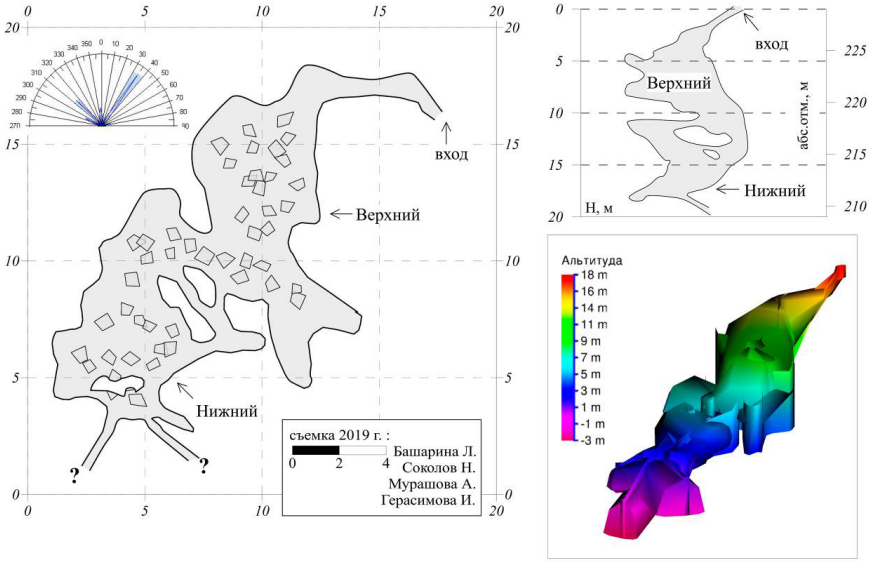



**Рисунок 3.11.24** **План пещеры Березовогорская**
(*Башарина, Соколов, Мурашова, Герасимова, 2019*)

**Существующие и предлагаемые особо охраняемые природные территории**.

**Существующие ООПТ**. В пределах Иренского карстового района выделено под охрану 13 ООПТ регионального и местного значения общей площадью 185,5 га (*Особо охраняемые ..., 2017*).

***Алтынновская лесостепь*** является природным резерватом местного значения площадью 1 га, находится в 3 км юго-западнее с. Алтынного. ***Гора Чакра-Тау*** является природным резерватом местного значения площадью 2,3 га, находится юго-западнее с. Бикбай. Предложены к охране в 2010 г. На скальных выходах сульфатных пород произрастают типичные экосистемы Кунгурской лесостепи.

***Дуванский лог*** – природный резерват местного значения площадью 10,8 га, находится в 600 м восточнее д. Шатунова. Типичный карстовый лог с луговой степной растительностью, характерный для Иренского карстового района.

***Ишимовская лесостепь*** является природным резерватом местного значения площадью 23,7 га, находится на восточной окраине с. Ишимово. Предложен к охране в 2010 г. Природный резерват состоит из 2 участков: в пределах северного участка сформировалась луговая степь, на южном – расположен смешанный разнотравный лес.

***Лысая гора*** является ландшафтным памятником природы регионального значения площадью 37 га. Расположена в скальных выходах на правом берегу р. Ирени в Ординском муниципальном округе. Здесь известна небольшая пещера Лысой горы, протяженностью не более 10 м. Здесь встречены 14 растений, занесенных в Красную книгу Пермского края.

***Озеро Самохвалово*** карстового происхождения является природным резерватом местного значения площадью 3,4 га, находится в 3 км к северо-западу от с. Богородск, в 2 км юго-восточнее пос. Зуевского в лесном массиве. Предложен к охране в 2010 г. Площадь озера составляет 0,8 га.

***Ординская пещера*** расположена в пределах Казаковской горы в 2 км к западу от с. Орда и является геологическим памятником регионального значения площадью 36,6 га. Является длиннейшей подводной гипсовой пещерой мира (*описание см. выше*).

***Пещера Уинская Ледяная*** (Мертвеца) расположена в 3 км к северо-востоку от восточной границы с. Уинское, в массиве гипсоангидритов на территории, входящей в состав регионального охраняемого природного ландшафта ***Уинское болото***, и одновременно является геологическим памятником природы местного значения площадью 0,5 га.



***Сеть озер Тураевка, Змеевка, Орловка***, расположенных в 3 км южнее д. Новопетровки, в долине карстовой исчезающей р. Тесяк. Предложены к охране в 2010 г. Являются природным резерватом местного значения площадью 13 га. Гидрологические особенности озер изучены слабо.

***Скала Лачин-Таш*** является природным резерватом местного значения площадью 1,5 га, расположена в 1,5 км восточнее с. Уразметьево. Гипсовое обнажение с лесостепной растительностью находится на правом борту карстового лога, устье которого выходит к берегу р. Ирени.

***Тюйное озеро*** карстового происхождения является природным резерватом местного значения площадью 37,7 га, находится в 2 км восточнее д. Тюйск. Общая площадь водного зеркала составляет 22,0 га. На восточном берегу озера происходит разгрузка сероводородных источников. Имеются сведения о целебных свойствах ила, слагающего дно озера. Так, по данным *А. А. Оборина* и *А. Р. Агеевой*, по своим свойствам эти лечебные грязи аналогичны грязям Суксунского пруда (*см. раздел 3.7*).

***Чаечное озеро*** является ландшафтным памятником природы площадью 14 га. Расположено в карстовой воронке юго-западнее с. Воскресенское. Предложено *А. И. Шураковым* в 1981 г. для охраны одной из крупнейших колоний озерных чаек. Озеро находится в стадии заболачивания, и на нем имеется сплавина.

***Яма Миллионная*** является одной из крупнейших карстовых воронок в данном районе и природным резерватом местного значения, который расположен в 2,5 км на северо-западе от с. Тюинск. Карстовое поле, где расположена Яма Миллионная, имеет площадь около 4 га, в пределах которой зафиксировано более 100 поверхностных карстовых форм. На дне воронки находятся понор, поглощающий поверхностные воды, и пещера длиной 9 м.

**Предлагаемые ООПТ**. Наиболее перспективным объектом для создания ООПТ является участок, где проходит ***подземное русло р. Судинки*** в Уинском муниципальном округе. На предлагаемом участке можно наблюдать поглощение реки и ее выход из-под земли через 420 м. В пещере можно проследить сам подземный водоток, что является уникальным явлением даже для такого хорошо изученного карстового района, как Иренский, с большим разнообразием карстовых форм.

**Хозяйственная деятельность и экологическая нагрузка**. Основной профиль производства на территории Иренского района – сельскохозяйственный. Производится

добыча нефти, строительного и отделочного камня, песка, глины, известняка и гипса.

***Влияние месторождений нефти***. Разрабатываются нефтяные месторождения: Преображенского, Шароновского, Софроницкого, Дозорцевского, Дулеповского, Кокуйского и Чураковского. Промышленная добыча нефти началась с 1952 г. и продолжается по настоящее время.

**Рисунок 3.11.25** **Нефтеловушка на карстовом источнике в пределах Чураковского месторождения (фото** *О. Кадебской*)

В пределах Чураковского нефтяного месторождения известна одна из уникальных подземных рек – Меленка. Ее подземное русло вскрывалось в крупном карстовом провале диаметром около 100 м. Река загрязнена нефтепродуктами, сейчас на месте провала установлена нефтеловушка (*рис. 3.11.25*).

На Кокуйском месторождении нефти выделяются два загрязненных участка: на р. Каменке, с содержанием в водах хлоридов до 840 мг/дм$^3$, и на р. Павловке (бывш. р. Тураевке), где воды имеют запах сероводорода и белесый цвет (*рис. 3.11.26*). Часть их русел находится под землей, разгрузка происходит в виде карстовых источников.

До 90-х годов XX в. воды в реках были чистые и использовались в питьевых целях. В апреле 1997 г. произошел залповый выброс нефти в крупный карстовый источник, питающий р. Павловку.

**Рисунок 3.11.26** **Загрязненное русло р. Каменки в пределах Кокуйского месторождения (фото** *О. Кадебской*)

В ходе исследований, выполненных лабораторией охраны окружающей среды «ПермНИПИнефть» (*1997; 2002*), было проведено массовое опробование рек, источников и мелких скважин.

По данным опробования 1996 г. содержание хлоридов в р. Павловке составляет 906 мг/дм$^3$, а в р. Каменке – 836, 477 и 488 мг/дм$^3$, соответственно, от истока к устью. В источнике, расположенном между деревнями Захаровка и Павлово, отмечается повышенное содержание хлоридов до 1055 мг/дм$^3$. Состояние подземных вод по данным опробования родников, улучшилось. Содержание хлоридов в водах на устье р. Каменки и в бассейне р. Павловки также снижается.

По результатам опробования 1997 г. в р. Каменке и близлежащих родниках (кроме истока) отмечается повышенное содержание фенола с превышением ПДК в 5–6 раз, в районе деревень Захаровка и Павлово – до 0,005 мг/дм$^3$. Содержание нефтепродуктов в истоке р. Каменки составляет 0,2 мг/дм$^3$, а в р. Павловке изменяется от 1,5 до 120 мг/дм$^3$, составляя в устье 6 мг/дм$^3$ (*Ященко, 1984*).

В настоящее время вода рек Павловки и Каменки содержит насыщенные и ненасыщенные углеводороды, их кислоты, простые эфиры, спирты и галогенированные производные (*рис. 3.11.27*).

**Рисунок 3.11.27** Один из загрязненных карстовых источников р. Павловки, оборудованный нефтеловушкой (фото *О. Кадебской*)

**Рисунок 3.11.28** Родник в долине р. Каменки с запахом сероводорода (фото *Н. Максимовича*)



Дно рек покрыто тонким слоем темно-коричневой нефтяной смолы на несколько десятков метров ниже их выходов из скальных пород, а в руслах рек периодически разгружаются субаквальные источники с нефтью. Воды рек характеризуются сильным запахом исходящего из них сероводорода (*рис. 3.11.28*).

Развитие бактериального сульфатредуцирующего процесса вызвано попаданием органики (нефтепродуктов) в воды с высоким содержанием сульфатов:

$$2SO_4 + 5Corg + 2H_2O = 2H_2S + 5CO_2,$$

где нефтяные углеводороды служат источниками углерода и энергии.

Другим продуктом бактериального процесса сульфатредукции является углекислый газ. Его попадание в грунтовые воды способствует выпадению вторичного кальцита, и воды приобретают белесый цвет:

$$Ca + CO_2 + H_2O = CaCO_3 + 2H$$

Этот фактор снижает насыщение грунтовых вод ионами кальция, а также способствует дальнейшему растворению горных пород. Бактериальное восстановление сульфатов за счет углеводородов нефти сопровождается обогащением карстовых вод органическими кислотами. Бактериальное окисление углеводородов нефти в аэробных условиях также приводит к увеличению в воде содержания органических кислот, растворяющих сульфатные породы.

Таким образом, нефтяное загрязнение приводит к усилению карстовых процессов как в аэробных, так и анаэробных условиях (*Maksimovich et al, 2016*).

***Трубопроводный транспорт***. Закарстованные площади междуречья Кунгура и Ирени пересекаются трассами магистральных газопроводов Сибирь-Центр-Запад. Здесь наиболее закарстованы составляющие верхнюю (до глубины 40 м) часть разреза гипсы и ангидриты лунежской и демидковской пачек, а также расположенные между ними тюйские доломиты и известняки. В зоне магистральных газопроводов наблюдается активизация карста, вызванная нарушением покровных отложений и перераспределением поверхностного стока. Наиболее закарстованы участки, где гипсы выходят

на поверхность, покрыты почвенно-растительным слоем или элювием небольшой мощности. Количество воронок здесь достигает 95 форм/га, суммарная их площадь занимает около 50% территории участка, среднее условное снижение поверхности за счет воронок – 57 см. Начальные размеры провалов 2–3 м, средний диаметр сформировавшихся воронок 7–8 м. С мая 1983 г. по октябрь 1984 г. в полосе трассы газопровода шириной 40 м и длиной 5,4 км возникло 24 провала, а в 1985 г. их количество превышало 45. Диаметр большей части провалов не более 2,5 м, глубина 2 м и только в отдельных случаях 5 м (*Горбунова, Максимович, 1991; Костарев и др., 1986*).

**Таблица 3.11.2 Показатели поверхностной закарстованности на Ясыльском карстовом полигоне** (*Килин, Минькевич, 2018*)

| Наименование характеристик | Годы | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 |
| Площадь, м$^2$ | 774150 | 774150 | 774150 | 774150 | 774150 |
| Количество карстовых форм | 28 | 26 | 33 | 31 | 68 |
| Суммарная площадь карстовых форм, м$^2$ | 49,18 | 35,54 | 83 | 308,5 | 129,53 |
| Суммарный объем карстовых форм, м$^3$ | 7,04 | 33,13 | 135 | 288,3 | 151,72 |
| Диаметры воронок | 0,2–5,0 | 0,3–3,5 | 0,3–4 | 0,8–10 | 0,1–6 |
| Глубина воронок | 0,2–3 | 0,2–2 | 0,3–3,5 | 0,8–1,5 | 0,4–2 |
| Показатель глубинности | 0,2–6,5 | 0,3–0,5 | 0,4-3,3 | 0,44–5,82 | 0,11–7,5 |
| Плотность карстовых форм | 36,2 | 33,59 | 42,63 | 40,05 | 87,85 |
| Площадной коэффициент поверхностной закарстованности, % | 0,006 | 0,0046 | 0,010 | 0,04 | 0,017 |
| Объемный показатель поверхностной закарстованности, мм | 0,009 | 0,043 | 0,174 | 0,025 | 0,196 |
| Средний объем суффозионно-карстового провала, м$^3$ | 0,25 | 1,27 | 4 | 9,3 | 2,2 |

Карстовые процессы в районе прохождения трасс магистральных газопроводов изучались на Ясыльском карстовом участке (*Килин, Минькевич, 2018*), где образовались воронки разного генезиса: коррозионно-провальные, коррозионно-суффозионные, коррозионно-просадочные, коррозионно-эрозионные, провальные и полигенетические. После строительства газопровода была отмечена активизация карста в логах с наибольшим распространением конусообразных, блюдцеобразных воронок, с пологими задернованными стенками, с активным хорошо фильтрующим воду дном, преимущественно глубиной 1–3 м и более (68–70%). Размеры в плане от 1 на 1 до 20 на 20 м, реже – 13 на 40 м (*табл. 3.11.2*).



В качестве противокарстовых мероприятий применяется метод подбивки газопроводов глинистыми грунтами. Это метод используется, когда напряжение на трубах по данным технического мониторинга достигает критических величин. Трассу раскапывают и делают подбивку грунта под основание, тем самым труба разгружается от критических величин предельно допустимого уровня напряжений металла. В местах крупных карстовых полостей и в активных зонах труба вывешивается на буронабивных сваях, которые заглубляются ниже закарстованных пород. Поверхностные карстовые воронки, поноры тампонируют глиной с использованием георешеток, цементных пробок (*Килин, Килина, 2018*).

***Железнодорожные магистрали***. По югу района проходит железная дорога Казань–Екатеринбург. Здесь под вновь построенным путем на разъезде Атер 24 сентября 1965 г. вследствие необеспеченности водоотвода возник провал диаметром 3 м. В этом же районе в 2,5 м от путей 15 июля 1961 г. образовался провал глубиной 9,5 м, с поперечником 5 м. В последующем на месте засыпанной впадины еще ряд лет отмечались оседания земной поверхности (*Яковенко, 1968*). Образование провалов приостанавливало на длительное время движение поездов или вынуждало снижать скорость их движения до 15–20 км/ч.

***Гипсовый промысел***. Иренский карстовый район является самым богатым по запасам, в том числе поделочного, гипса в крае. Наиболее известны месторождения, расположенные на участке с. Павлово–с. Красный Ясыл–с. Опачевка (Федоровское, Богомоловское, Андреевское, Денисовское, На Шуму). Серый и коричневый гипс известен на Чураковском и Яковлевском месторождениях; цветной – на Заводской Лесосеке, Распиловочном, белый – на Копанцах, Гришинском, Захаровском–1, Пологий лог, Ясыльские лога, Павловском, Буровом, Егоршины и Левушкины Ямы, Опачевском и др. (*Геологические памятники ..., 2009*).

Гипсовый промысел возник здесь благодаря разнообразию видов гипса: снежно-белого, розовато-серого, пятнистого, сетчатого, желтого и синевато-серого (*рис. 3.11.29*).

**Рисунок 3.11.29**
**Вазы из различных сортов селенита (фото *Н. Максимовича*)**

Наиболее крупными являются следующие промышленные месторождения (*Даровских, Кудряшов, 2001*).

Федоровское (Орловское) месторождение селенита и белого и коричневого поделочного гипса находится на правом берегу р. Ирени в 5,5 км севернее с. Красный Ясыл, вблизи д. Федоровки. На месторождении имеются карстовые воронки, но подземный карст развит слабо. Месторождение не обводнено.

Месторождение селенита и коричневого гипса На Шуму находится в 6 км на север от с. Красный Ясыл (в 0,4 км севернее Федоровского месторождения) (*рис. 3.11.30*). Его размеры – 300 на 150 м. Площадь месторождения слабо закарстована (коэффициент закарстованности – 0,098). Месторождение не обводнено.

**Рисунок 3.11.30 Выходы поделочного камня (селенита) в карьере На Шуму (фото *О. Кадебской*)**



Денисовское месторождение селенита и коричневого гипса находится на правом берегу р. Ирени, в 1,5 км южнее д. Андреевки. Его размеры – 700 на 180 м. Месторождение слабо закарстовано (0,03 формы/км$^2$) и не обводнено.

Одиновское месторождение белого поделочного гипса, размером 400 на 90 м, расположено в 3,5 км к юго-востоку от с. Ключики-2. Коэффициент закарстованности месторождения – 27%, на поверхности развиты многочисленные воронки. Вблизи субширотного разрывного нарушения развита карстовая брекчия. Поверхностный открытый карст проявляется в виде воронок (138 форм общей площадью 8710 м$^2$). Подземный карст проявился на месторождении в виде поверхностного закрытого и глубинного. Первый тип наблюдается в южной и западной частях месторождения в виде карстово-эрозионного ложка (на юге), а также воронок и небольших котловин под толщей песчаников (на западе и севере). Второй тип наблюдался в виде пустот и полостей размером до 2–3 м, выполненных глиной и щебнем вмещающих пород. Месторождение частично обводнено.

Месторождение Судинское Поле белого и цветного поделочного гипса находится в 1,5 км к юго-востоку от с. Ключики-2. Расположено на юго-западном склоне водораздела рек Ирени и Кунгура. В плане имеет размеры 1000 на 250 м. Месторождение сильно закарстовано (до 35 карстовых воронок на 10 тыс. м$^2$) и частично обводнено.

Яковлевское месторождение серого поделочного гипса расположено на правом берегу р. Ирени вблизи д. Яковлевки. На месторождении обнаружено 60 карстовых воронок, глубиной до 10 м. Коэффициент закарстованности залежи – 0,225. Частично обводнено.

Богомоловское месторождение гипса и ангидрита. На месторождении проявился подземный и поверхностный открытый карст. С карстовыми процессами связаны вопросы сохранности гипсовой толщи. Наибольшее влияние на сохранность гипсовой толщи оказывает поверхностный закрытый карст. Участки с относительно высокой мощностью подземного карста располагаются в центральной части месторождения. Высокая закарстованность 25% связана преимущественно с развитием поверхностного закрытого карста под соликамскими отложениями. Открытый карст развит на всей площади месторождения. Поверхностный карст проявляется в виде воронок с плотностью 550 форм/км$^2$. Диаметр воронок – от 5 до 30 м, в среднем 16 м, глубина – от 1,3 до 10,8 м, в среднем 3,3 м. Воронки по форме преимущественно чаше- и блюдцеобразной формы, покрыты растительностью (*Алванян, Ибламинов, 2012*).

Кругловское месторождение гипса расположено в 13,5 км юго-юго-западнее центра г. Кунгура, в 1,9 км восточнее с. Сухая Речка. Продуктивная гипсовая залежь слагает верхнюю часть отложений демидковской пачки. Залегание пачки горизонтальное или близкое к горизонтальному. Толща гипсов и ангидритов включает прослои доломитов, переходные между ними разности, карстовые породы, а также редкие прослои мергелей и песчаников. Подземный карст фиксируется провалами бурового снаряда в пустотах, а также интервалами глин с дресвой и щебнем коренных карстующихся пород. Мощность провальных интервалов изменялась от 0,1 до 5,6 м, а их количество мощностью больше 0,5 м достигало 5 случаев на одну скважину. Мощность провалов по полезной толще изменялась от 0,2 до 1,8 м. Заполненные карстовые пустоты наблюдались чаще всего в подстилающих отложениях. В полезной толще отмечены редкие заполненные пустоты мощностью от 0,2 до 2,1 м. При исключении из подсчета запасов карстовых интервалов мощностью менее 0,5 м закарстованность полезной толщи низкая и равна 2,8% (*Даровских, Сунцев, 2013*).



Разнообразие проявлений сульфатного карста Пермского края обусловлено специфическим комплексом геологических, структурно-тектонических, гидрогеологических, физико-географических, техногенных особенностей, отличающихся от обстановок образования карста в других районах земного шара. Основными из них являются:

- разнообразие геотектонических обстановок формирования карстующихся пород – платформенная часть, Предуральский прогиб, зона уральской складчатости;
- широкий спектр карстовых проявлений и форм, обусловленный многотипностью гидродинамических профилей;
- наличие практически всех типов карста по мощности и характеру покровных отложений: голый, задернованный, подэлювиальный, подаллювиальный, подфлювиогляциальный, покрытый, закрытый;
- приуроченность активного карста к речным долинам, тектоническим нарушениям и трещинным зонам, литологическим контактам;
- наличие в покровных и карстующихся отложениях суффозионно-неустойчивых грунтов;
- внедрение мощных потоков подземных вод, ненасыщенных сульфатом кальция, из карбонатных массивов в гипсоангидритовые;
- формирование подводных пещер значительной протяженности и объемов;
- формирование и достаточно быстрое разрушение пещер в сульфатных породах;
- своеобразное минералообразование в сульфатных пещерах;
- возникновение землетрясений силой до 3–5 баллов, происходящих во время карстовых провалов и обвалов в пещерах и полостях;

- широкое развитие карстово-обвальных отложений, мощностью на отдельных участках – свыше 100 м;
- существенная и разнообразная техногенная нагрузка на районы развития сульфатных пород, приводящая к возникновению или активизации карста;
- совместное залегание сульфатных и соленосных пород, при растворении которых в несколько раз увеличивается растворимость гипсов и ангидритов.

Исследование сульфатного карста Пермского края продолжается более 260 лет, и тем не менее в последние годы появились новые данные, представляющие значительный интерес для российской и мировой науки. Примером является открытие подводной Ординской пещеры – уникальной гидрогеологической системы с элементами гипогенного карста и своеобразным минералообразованием.

В крае ведется изучение пещер, основную роль в котором играют, как правило, спелеологи-любители. Полученные ими сведения существенно изменили наши представления о количестве и протяженности пещер Пермского края.

На сегодняшний день в Пермском крае на территориях с активным проявлением гипсового карста находится 36 особо охраняемых природных территорий (ООПТ) регионального и местного значения общей площадью 502 км$^2$ (2,1% от общей площади карстовых районов), 89% этой территории составляет площадь ООПТ Нижневишерский. Остальные 35 ООПТ имеют площадь чуть более 55 км$^2$ (0,2% от общей площади карстовых районов). К сожалению, после 2009 г. 12 уникальных карстовых объектов потеряло статус ООПТ. На наш взгляд, необходимо не сокращать, а существенно увеличивать количество ООПТ, связанных с сульфатным карстом. Как было показано в данной монографии, ряд таких объектов уникален не только для России, но и в масштабе нашей планеты.

Вместе с тем остается много нерешенных вопросов, связанных с сульфатным карстом, особенно в условиях интенсивного техногенного воздействия. Сульфатные породы по многим характеристикам существенно отличаются от некарстующихся и очень чувствительны к изменению внешних условий. Недостаточно изучена роль растворения сульфатных пород в техногенных карстовых процессах на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей при затоплении рудников.



Значительный экономический ущерб наносят карстовые провалы, однако их прогнозирование затруднено, что в том числе связано с отсутствием в крае как единой системы карстового мониторинга края, так и программы систематического изучения карста.

Пути решения этих и некоторых других проблем частично отражены в монографии. Надеемся, что дальнейшее изучение сульфатного карста позволит выяснить новые аспекты, повысить безопасность территорий и по-новому взглянуть на уникальные природные характеристики Пермского края.

1. Агашков В. И., Трушникова М. С. Опокинские пещеры // Пещеры. 1965. Вып. 5(6). С. 102–109. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v5(6).pdf.
2. Актуальные проблемы гидрологии и гидрохимии Камского водохранилища (под ред. А. Б. Китаева). Пермь: Перм. ун-т, 2004. 219 с.
3. Алванян А. К., Ибламинов Р. Г., Коноплев А. В. Физико-механические свойства гипсового камня и инженерно-геологические условия Богомоловского месторождения // Научный журнал КубГАУ. 2012. № 83(09). http://ej.kubagro.ru/2012/09/pdf/55.pdf.
4. Андрейчук В. Н, Яцына И. И. Нижнемихайловская гипсовая пещера // Вопросы уральской спелеологии. Пермь, 1992. С. 46–49.
5. Асхоор Х. М. Учет процесса растворения гипса, содержащегося в грунтах, при расчете деформации оснований зданий: дис. ... канд. техн. наук. Санкт-Петербург, 2003. 125 с.
6. Атлас География Пермского края: учебно-справочное пособие / под ред. А. А. Зайцева, С. В. Пьянкова, Н. В. Бажуковой. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2020. 49 с.
7. Атлас Пермского края / под общ. ред. А. М. Тартаковского. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2012. 124 с.
8. Атлас электронных карт на базе компьютерной программы ArcView GIS 3.2a, «Геокарта», 2000.
9. Барях А. А., Девятков С. Ю., Самоделкина Н. А. Теоретическое обоснование условий образования провалов на земной поверхности после аварийного затопления калийных рудников // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 1. С. 50–61.
10. Барях А. А., Санфиров И. А., Дягилев Р. А. Мониторинг последствий затопления калийного рудника // Горный журнал. 2013. № 6. С. 34–39.



11. Белов Ю. Е., Белов С. Ю., Шестов И. Н. Основные типы минеральных лечебных и лечебно-столовых вод в районе санатория «Ключи» // Актуальные вопросы курортологии: материалы межрегион. науч.-практ. конф. Пермь: ГОУ ВПО ПГМА Минздрава России, 2004. С. 11–14.
12. Бельтюков Г. В. Типы карста на площади Верхнекамского соленосного бассейна // Карст мраморов, доломитов, рифов, известковых туфов и галогенных отложений: тез. докл. Пермь, 1978.
13. Боброва В. Н. Некоторые новые пещеры в Кунгурском районе Пермской области и химизм вод подземных озер // Вопросы географии и охраны природы Урала: докл. 5-го Всеурал. совещ. по вопр. географии и охраны природы Урала. Пермь, 1960. Вып. 2/4. С. 1-3.
14. Богословский В. Ф. Из наблюдений над карстовыми явлениями в междуречье р. Камы и р. Чусовой // Ученые записки Молотовского педагогического университета. 1940. Вып. 7.
15. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964. 303 с.
16. Бутырина К. Г. Гипсовый карст центральной части Пермской области: дис. ... канд. геогр. наук. Пермь, 1968. 360 с.
17. Бутырина К. Г. Химическая география малых рек центральной части Пермской области // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1974. Вып. 5.
18. Бутырина К. Г. Карстовые районы и участки центральной части Пермской области // Вопросы физической географии Урала: учен. зап. Перм. ун-та. Пермь, 1975. С. 47–65.
19. Валуйский С. В., Родионов В. В., Белокрыс И. А. Длиннейшие и глубочайшие пещеры Пермской области // Пещеры. 1988. Вып. 21. С. 123–127. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v21.pdf.
20. Варсанофьева В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья // Землеведение. 1915. Вып. XXII. Кн. IV. С. 39–83.
21. Водолазская В. П., Тетерин И. П., Кириллов В. А., Лукьянова Л. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40. Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.
22. Воронкевич С. Д., Евдокимова Л. А., Сергеев В. И. Теоретические основы и результаты внедрения способа химиче-

ского тампонирования полускальных и скальных пород // Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. 1976. Вып. 4. С. 199–209.

23. Галимов Н. Р., Горожанин В. М., Кочергин А. В., Линник В. Н. Боратовая минерализация Дейковского участка // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2013. Вып. 16. С. 62–65
24. Гвоздецкий Н. А. Карст. М.: Изд-во «Мысль», 1981. 214 с.
25. Геологические памятники Пермского края: энциклопедия / под общ. ред. И. И. Чайковского. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2009. 619 с.
26. Герасимова И. Ю., Швецова О. О., Мурашева А. С. Пещеры Иренского спелеорайона // Пещеры. 2019. Вып. 42. С. 16-28. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v42.pdf.
27. Герасимова И. Ю. Пещеры Кишертского спелеорайона // Пещеры. 2020. Вып. 43. С. 6-13
28. Гидрогеология СССР. Том XIV. Урал. Редактор В. Ф. Прейс. Уральское территориальное геологическое управление. М.: «Недра», 1972. 648 с.
29. Голиков Ю. В. Диагностика состояния железнодорожной насыпи и ее основания бесконтактным электромагнитным методом // Инновационный транспорт. 2017. №. 4. С. 34–37.
30. Горбунова К. А. Карстовый провал // Природа. 1954. № 12. С. 111–115.
31. Горбунова К. А. Карст некоторых районов Пермской области: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 1956.
32. Горбунова К. А. Геоморфология окрестностей с. Усть-Кишерть Пермской области // Ученые записки Пермского университета. 1957. Т. 11. Вып. 2. С. 33–49.
33. Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района // Ученые записки Пермского университета. 1959. Т. 14. Вып. 1. С. 9–13.
34. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь: Перм. книж. изд-во, 1965. 120 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/ogk.pdf.
35. Горбунова К. А. Карст гипса СССР: учеб. пособие по спецкурсу. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1977. 84 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/kgu.pdf.
36. Горбунова К. А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь: Перм. ун-т, 1979. 95 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/mggk.pdf.
37. Горбунова К. А. Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста: учеб. пособие по спецкурсу. Пермь: Перм. ун-т, 1985. 88 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/kvtimk.pdf.
38. Горбунова К. А. Районирование территории Пермской области по карстоопасности // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: тез. докл. совещ. Пермь, 1990. С. 27–28.
39. Горбунова К. А., Андрейчук В. Н., Костарев В. П., Максимович Н. Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 200 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0129.pdf.
40. Горбунова Е. П., Дорофеев Е. П., Максимович Н. Г., Минькевич И. И. Исследование процесса растворения гипсо-ангидритов в условиях Кунгурской пещеры // Пещеры. 1986. Вып. 20. С. 39–47. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0061.html.
41. Горбунова К. А., Дорофеев Е. П., Минькевич И. И. Экспериментальное изучение растворимости сульфатных пород подземными водами в Кунгурской пещере // Пещеры. 1993. Вып. 23–24. С. 140–149. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v23(24).pdf.
42. Горбунова К. А., Максимович Н. Г. Типы разгрузки карстовых вод в районах гипсо-ангидритового карста // Европейска регионална конф. по спелеология: сб. от материали. София, 1981. С. 439–441. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0026.html.
43. Горбунова К. А., Максимович Н. Г. Техногенное воздействие на закарстованные территории Пермской области // География и природные ресурсы. 1991. № 3. С. 42–46. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0122.html.
44. Горбунова К. А., Максимович Н. Г., Андрейчук В. Н. Техногенное воздействие на геологическую среду Пермской области. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 40 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/109.pdf.
45. Даровских Н. А., Кудряшов А. И. Геология и поиски месторождений поделочного гипса. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 161 с.
46. Даровских Н. А., Сунцев А. С. Факторы гипсоносности на Кругловском месторождении в Пермском крае // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 5;

URL: www.science-education.ru/111-10461 (дата обращения: 19.12.2014).

47. Двинских С. А., Китаев А. Б. Гидрология камских водохранилищ: монография. Пермь: ПГУ, 2008. 266 с.
48. Дорофеев Е. П., Лукин В. С. Карстовые мульды оседания в северной части Соликамской депрессии // Вопросы карстоведения. 1969. С. 105–107.
49. Егоров С. И., Шестов И. Н., Шувалов В. М. Питьевые лечебные, лечебно-столовые, бальнеологические и промышленные подземные воды Предуралья // Вестник Пермского университета. Геология. 2007. Вып. 4 (9). С. 135–147.
50. Ефимова Н. А., Зубенюк Л. И. Радиационный и тепловой баланс Урала // Проблемы физической географии Урала. М., 1966.
51. Задериголова М. М. Задериголова М. М. (мл.), Билак Е. В. Значение радиоволнового метода при оценке карстовой опасности и риска // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2015. С. 163–166. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karst2015.pdf.
52. Залкинд И. Э., Нечаев Ю. А. Известняк, доломит и гипс в Пермской области. Пермь: Перм. книж. изд-во, 1959. 126 с.
53. Зверев В. П. Гидрохимические исследования системы гипсы – подземные воды. М.: Изд-во «Наука». 1967. 100 с.
54. Иконников Е. А. Условия развития карста северной части Юрюзано-Сылвенской депрессии // Гидрогеология и карстоведение. 1975. Вып. 6. С. 51–55. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/hik1975.pdf.
55. Иконников Е. А. и др. Отчет о результатах работ по составлению полистной гидрогеологической карты масштаба 1:500000 листов P-39-Г, P-40-В, Г, 0-40-Б, Пермь, 1995.
56. Инженерная геология СССР. Т. 1. Русская платформа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 527 с.
57. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Уральского федерального округа Российской Федерации в 2018 г. Екатеринбург: ООО «УЦАО», 2019. Вып. 19. 220 с.
58. Кадебская О. И., Максимович Н. Г. Геологические, гидрогеологические и гидрогеохимические предпосылки формирования Ординской пещеры // Пещеры. 2009. Вып. 32. С. 12–21. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0364.pdf.
59. Кадебская О. И., Максимович Н. Г. Ординская пещера как географический феномен мирового значения // Географический вестник. 2016. Вып. 2(37). С. 17–28. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2016/479.pdf.
60. Кадебская О. И., Максимович Н. Г., Горбунов А. А. Пещера Ординская // Атлас пещер России / гл. ред. А. Л. Шелепин. Русское географическое общество, Российский союз спелеологов. М., 2019. С. 177–183. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2019/541_2019.pdf.
61. Кадебская О. И., Максимович Н. Г., Жакова У. В. Карстовые формы в районе Ординской пещеры (Пермский край, Россия) // Спелеология и карстология. 2009. № 3. С. 60–65. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0365.pdf.
62. Казанцева А. С., Кадебская О. И., Дублянский Ю. В., Катаев В. Н. Гидрогеохимическая характеристика подземных вод зоны сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба // Известия УГГУ. 2020. Вып. 2(58). С. 83–96.
63. Калинина Т. А. Литология нижнепермских карбонатных и сульфатных эвапоритов района «классического» кунгура (Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып. 3(28). С. 6–27.
64. Калинина Т. А., Чайковский И. И. О природе брекчиевых пород в кровле соляной залежи Верхнекамского месторождения солей Предуральского краевого прогиба // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 5. С. 424–431.
65. Калмыкова М. А., Дуткевич Г. А. Геологические исследования на Северном Урале в 1930–1932 гг. // Труды нефтяного геолого-разведочного института. 1934. Сер. А. Вып. 42. С. 101.
66. Карта подземного стока СССР (зона интенсивного водообмена). Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. редактор Б. И. Куделин. М., 1964.
67. Карта подземного стока СССР в процентах от общего речного стока и коэффициентов подземного стока в процентах от осадков. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. редактор Б. И. Куделин. М., 1964.
68. Катаев В. Н. Типичные малые пещеры Иренского карстового района // Пещеры. 1999. Вып. 25(26). 1999. С. 57–62. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v25-26.pdf.
69. Катаев В. Н. Гидрогеологические условия Красноясыльского полигона: типы вод, водопроявления и их химизм // Гидрогеология и карстоведение. 2000. Вып. 13. С. 127–136.

70. Катаев В. Н., Кадебская О. И. Геология и карст города Кунгура. Пермь: Перм. гос. ун-т; ГИ УрО РАН, 2010. 236 с.
71. Катаев В. Н., Копанцева Е. Н., Ермолович И. Г. Современный химический состав вод озер зоны сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. Т. 16. № 4. С. 332–346.
72. Катаев В. Н., Максимович Н. Г., Мещерякова О. Ю. Типы карста Пермского края // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2013. Вып. 1. С. 56–66. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2013/0398.pdf.
73. Килин Ю. А., Килина Е. Ю. Методы карстологических исследований на трассах магистральных газопроводов // Геоэкология, инженерная геодинамика, геологическая безопасность: сб. науч. ст. по материалам междунар. науч.-практ. конф. Пермь, 2018. 371 с.
74. Килин Ю. А., Минкевич И. И. Полости Красноясыльского карстового поля // Пещеры. 1999. Вып. 25(26). С. 52–57. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v25-26.pdf.
75. Килин Ю. А., Минкевич И. И. Карст Чусовского мыса Камского водохранилища // Инновационный потенциал естественных наук: тр. междунар. науч. конф. Пермь, 2006. С. 91–94.
76. Килин Ю. А., Минькевич И. И. Новые карстологические исследования в районах Пермского Прикамья // Вопросы географии. 2018. Сб. 147. Спелеология и карстоведение. С. 17–29.
77. Китаев А. Б., Рочев А. В. Гидрохимический режим приплотинной части Камского водохранилища // Географический вестник. 2008. № 2. С. 123–138.
78. Климчук А. Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Пещеры. 2001. Вып. 27–28. С. 28-50. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v27-28.pdf.
79. Ковалева Т. Г. Типы геологических разрезов района с. Усть-Кишерть и карстопроявления // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы науч.-практ. конф. Пермь, 2010. № 10. С. 260–263.
80. Ковалёва Т. Г. Карстопроявления Суксунского района Пермского края // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы науч.-практ. конф. Пермь, 2011. № 11. С. 155–157.
81. Ковалева Т. Г., Николаев П. В. Карстоопасность территории п. Суксун Пермского края // Modern Directions of Theoretical and Applied Researches. 2013. Вып. 1. Т. 46. С. 51–54.
82. Комплексные газогеохимические исследования на Усть-Полазненском участке в связи с выяснением источников нефтезагрязнения природной среды: отчёт о НИР / Науч. рук. Б. А. Бачурин. Пермь: Горный институт УрО РАН, 1991.
83. Костарев В. П., Димухаметов М. Ш., Малахов В. Е., Спешков Л. Н. Активизация карстопроявлений при строительстве магистральных газопроводов (МГП) // Геологическая среда и рациональное использование минеральных ресурсов Пермской области. 1986.
84. Костарев В. П, Димухаметов М. Ш., Папировая В. Т. Элементы мониторинга и аварийные ситуации на линейных сооружениях в карстовых регионах Пермского Приуралья // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: тез. докл. совещ. Пермь, 1990. С. 31–32.
85. Костарев С. М. Формирование техногенных скоплений компонентов глубинных флюидов в приповерхностных массивах горных пород (на примере районов нефтедобычи Пермской области) // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2004. № 5. С. 132–143.
86. Костарев С. М. Особенности нефтепромыслового загрязнения геологической среды карстовых районов Пермского края // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2015. С. 317–322. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karst2015.pdf.
87. Крутик И. А., Килин Ю. А. Современный химический состав вод озер Мазуевской карстовой депрессии // Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Т. 17. № 3. С. 245–251.
88. Крутик И. А., Овсянникова Е. С. Современный химический состав озерных вод Дикоозерской карстовой депрессии // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: материалы науч.-практ. конф. Пермь, 2018. Вып. 1(38). С. 232–235.
89. Кудряшов А. И. Верхнекамское месторождение солей. М.; Изд-во «EPSILONPLUS», 2013. 371 с.
90. Кузнецов А. М. О волокнистом гипсе в Кунгурской толще Приуралья // Известия Естественнонаучного института при Пермском государственном университете. 1952. Т. 13. Вып. 6. С. 503–518.
91. Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / под ред. В. Н. Дублянского. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 376 с.

92. Лавинская О. В., Хлевнюк О. В. Заключенные на стройках коммунизма. ГУЛАГ и объекты энергетики в СССР. 2008. 472 с.
93. Лавров И. А. Пещеры Мазуевской карстовой депрессии // Изучение Уральских пещер: докл. 2-й и 3-й конф. спелеологов Урала. Пермь, 1992. С. 49–53.
94. Лаврова Н. В. Закономерности распространения и формирования карстовых брекчий (на примере Пермского Прикамья): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2005. 25 с.
95. Лаврова Н. В. Сравнительная характеристика месторождений гипса в Кунгурском районе Пермского края // Стратегия и процессы освоения георесурсов. 2013. Вып. 11. С. 42–44.
96. Лаврова Н. В. Закарстованность Предуральской депрессии // Геология, география и глобальная энергия. 2018. № 1. С. 43–47.
97. Лукин А. В., Ежов Ю. А. Крупномасштабное инженерно-геологическое районирование территории с. Красный Ясыл Пермской области // Карст Нечерноземья: тез. докл. Пермь, 1980. С. 103–104.
98. Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Предуралье. // Гидрогеологический сборник. 1964. № 3. С. 133–160.
99. Лю Ю. Моделирование влияния солеотвалов калийных комбинатов на фильтрационные свойства водовмещающих пород (на примере территории влияния 2-го Соликамского калийного рудоуправления): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2012. 27 с.
100. Лю Ю., Лехов А. В. Моделирование изменения фильтрационных параметров загипсованных пород при фильтрации рассолов // Геоэкология. инженерная геология. гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 551–559.
101. Лягушкин В., Ващенко Б., Максимович Н., Лавров И., Паньков Н., Шумейко И., Климчук А., Рунков Е. Ординская пещера. Познание: иллюстрированный сб. ст. М.: Студия «4+4», 2011. 160 с.
102. Лядова Н. А., Яковлев Ю. А., Распопов А. В. Геология и разработка нефтяных месторождений Пермского края. М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2010. 335 с.
103. Маклашин А. В., Алванян А. К. Инженерно-геологические и геофизические исследования для выявления карстоопасных участков на Свердловской железной дороге // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2015. С. 107–109. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karst2015.pdf.
104. Максимов А. Ю., Позюмко Э. Н., Павлова Ю. А., Катаев В. Н. Метагеномный анализ микрофлоры карстовых озер Кишертского карстового района // История и методология физиолого-биохимических и почвенных исследований: материалы науч. конф. Пермь, 2017. С. 93–94.
105. Максимович Г. А. Спелеографический очерк Молотовской области // Спелеологический бюллетень Естественно-Научного Института при Молотовском Государственном Университете им. М. Горького. 1947. С. 5–42.
106. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 1. Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1963. 446 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/Osnovy%20karstovedeniya%20I.pdf.
107. Максимович Г. А. Землетрясения в Прикамье // География Пермской области. 1964. № 2. С. 133–140.
108. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 2. Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст. Пермь: Геогр. о-во СССР. Ин-т карстоведения и спелеологии. Перм. ун-т, 1969. 529 с.
109. Максимович Г. А. Пещеры гипсового карста // Пещеры. 1969. Вып. 7(8). С. 5–29. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v7(8).pdf.
110. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь: Пермское книжное изд-во, 1958. 184 с. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/kpo.pdf.
111. Максимович Г. А., Чистяков Н. М. Лечебные грязи Суксунского района Пермской области // Ученые записки Молотовского университета. 1957. Т. 11. Вып. 2. С. 55–58.
112. Максимович Н. Г. Безопасность плотин на растворимых породах (на примере Камской ГЭС). Пермь: ООО ПС «Гармония», 2006. 212 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0298.pdf.
113. Максимович Н. Г. Минералогия Ординской пещеры // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 72-77. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2008/0332.pdf.
114. Максимович Н. Г., Болотов Г. Б. Особенности карстового рельефа Полазнинского участка // Физико-географические основы развития и размещения производительных

сил Нечерноземного Урала. 1982. С. 84–87. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0037.html.

115. Максимович Н. Г., Максимович Е. Г., Лавров И. А. Ординская пещера: длиннейшая подводная пещера России. Пермь, 2006. 63 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0320.pdf.
116. Максимович Н. Г., Мещерякова О. Ю. Механизм нефтяного загрязнения в районе закарстованных берегов водохранилищ и методы улучшения экологической ситуации // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Т. 1: Гидро- и геодинамические процессы. Химический состав и качество воды: тр. междунар. науч.-практ. конф. Пермь, 2009. С. 265–270. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0350.pdf.
117. Максимович Н. Г., Мещерякова О. Ю. Методы борьбы с нефтяным загрязнением на закарстованных берегах водохранилищ // Экология урбанизированных территорий. 2009 а. № 4. С. 55–58. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2009/0359.pdf.
118. Максимович Н. Г., Мещерякова О. Ю., Качурин Н. М. Очистка месторождений гипса от нефтяного загрязнения в карстовых районах // Горный журнал. 2016. № 2. С. 92–97. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2017/500.pdf.
119. Максимович Н. Г., Первова М. С. Влияние перетоков минерализованных вод Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей на приповерхностную гидросферу // Инженерные изыскания. 2012. № 1. С. 22–28. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/387.pdf.
120. Максимович Н. Г., Пьянков С. В. Малые водохранилища: экология и безопасность. Пермь: изд-во «Раритет – Пермь», 2012. 256 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0393.pdf.
121. Максимович Н. Г., Пьянков С. В. Кизеловский угольный бассейн: экологические проблемы и пути решения. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2018. 288 с. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2018/529.pdf.
122. Максимович Н. Г., Хайрулина Е. А. Основы мониторинга окружающей среды при разработке месторождения калийных солей // Инженерные изыскания. 2012. № 8. С. 20–30. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2012/0397.pdf.
123. Максимович Н. Г., Хмурчик В. Т. Пробоотборник / Пат. 54398 Рос. Федерация: МПК Е 21 В 49/08; заявитель и патентообладатель ФГНУ «Естественнонаучный институт». – № 2005139519/22; заявл. 16.12.05; опубл. 27.06.06, Бюл. № 18 (IIIч.). С. 869–870. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2006/0311.html.
124. Максимович Н. Г., Хмурчик В. Т. Консорциум штаммов углеводородокисляющих бактерий pseudomonas aeruginosa нд кз-1 и pseudomonas fluorescens нд кз-2 в качестве деструктора нефтепродуктов и способ очистки нефтезагрязненных подземных вод / Пат. 2312719 Рос. Федерация: МПК В 09 С 1/10, С 12 N 1/26; заявитель и патентообладатель ООО «ЛУКОЙЛ-Пермь». №2006104797/13; заявл. 15.02.06; опубл. 20.12.07, Бюл. № 35. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/330.pdf.
125. Малахова Т. Е., Минькевич И. И., Папировая В. Т. Гидрогеологические условия развития карста Демидковского урочища (Полазнинский карстовый район) // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2004. – С. 187–191. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karstvXXI.PDF.
126. Маменко Г. К. Изучение сохранности гипсоносных пород в основании Камской гидроэлектростанции // Гидротехническое строительство. 1969. № 5. С. 16–21.
127. Матарзин Ю. М. Гидрология водохранилищ. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2003. 296 с.
128. Мещерякова О. Ю. Защита месторождений гипса от нефтяного загрязнения в карстовых районах Пермского края: дис. ... канд. тех. наук. Тула, 2014. 168 с.
129. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Энциклопедия / глав. ред. А. И. Кудряшов. Пермь: Изд-во «Книжная площадь», 2006. 464 с.
130. Минькевич И. И., Килин Ю. А. Метаморфизация химического состава подземных вод в карстовых районах Прикамья // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. 2018. С. 131–135.
131. Минькевич И. И., Килин Ю. А., Кашеварова А. А., Ощепков В. И. Эколого-гидрогеологическая характеристика чусовского мыса Камского водохранилища // Сергеевские чтения. Эколого-экономический баланс природопользования в горнопромышленных регионах: материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Пермь, 2019. Вып. 21. С. 454–459.
132. Минькевич И. И., Ощепков А. А. Карстовые озера Пермской области (Полазнинский карстовый район) // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2004. С. 184–187. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karstvXXI.PDF.

133. Михайлов Г. К, Оборин А. А. Подземная кладовая Сылвенского кряжа. Пермь: УрО РАН; Перм. гос. ун-т, 2006. 154 с.
134. Назаров Н. Н. Карст Прикамья. Физико-географические (геоморфологические) аспекты. Пермь, 1996. 95 с.
135. Назаров Н. Н. Карстовые берега Камского водохранилища: распространение, интенсивность переработки, классификация // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2004. С. 122–130. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karstvXXI.PDF.
136. Назаров Н. Н., Фролова И. В. Особенности морфолитогенеза карстовых берегов Камского водохранилища // Геоморфология. 2009. № 4. С. 92–98.
137. Назаров Н. Н., Шарыгин М. Д. География. Пермская область: учеб. пособие. Пермь: Изд-во «Книжный мир», 1999. 248 с.
138. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. Вып. 9.
139. Научно-прикладной справочник: Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы [Электронный ресурс] / Коллектив авторов; под ред. В. Ю. Георгиевского. Электрон. текст. и граф. дан. в формате PDF (2 файла: 25Мб). Ливны: Издатель Г. В. Мухаметов, 2015.
140. Оборин А. А., Хмурчик В. Т., Иларионов С. А., Маркарова М. Ю., Назаров А. В. Нефтезагрязненные биогеоценозы (Процессы образования, научные основы восстановления, медико-экологические проблемы). Пермь: УрО РАН; Перм. гос. ун-т; Перм. гос. техн. ун-т., 2008. 511 с.
141. Овеснов С. А. Конспект флоры Пермской области. Пермь, 1997. 252 с.
142. Орадовская А. Е. Разгрузка минерализованных вод, как фактор защиты основания плотины от растворения // Научные сообщения ВОДГЕО. Гидрогеология. М., 1962. С. 26–34.
143. Осипов В. И., Барях А. А., Санфиров И. А., Мамаев Ю. А., Ястребов А. А. Карстовая опасность при затоплении калийного рудника в г. Березники Пермского края Российской Федерации // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2014. № 4. С. 356–361.
144. Осипов В. И., Зверев, В. П., Костикова, И. А., Мамаев, Ю. А. О гидрогеохимических особенностях взаимодействия воды и пород в Верхнекамском соленосном бассейне // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2014. № 5. С. 402–407.



145. Особо охраняемые природные территории Пермского края / редкол.: С. А. Бузмаков (гл. ред.) и др. Пермь: Астер, 2017. 512 с.
146. Особо охраняемые территории Пермской области: реестр / отв. ред. С. А. Овеснов. Пермь: Книжный мир, 2002. 464 с.
147. Петрухин В. П. Закономерности деформирования и расчет оснований, сложенных загипсованными пылевато-глинистыми группами: дис. ... докт. техн. наук. Москва, 1993. 435 с.
148. Печеркин А. И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 172 с.
149. Печеркин А. И., Закоптелов В. Е. Карст и суффозия на берегах водохранилищ. Пермь: Перм. ун-т, 1982. 88 с.
150. Печеркин И. А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ. Ч. 2: Геологические процессы. Пермь, 1969. 308 с.
151. Печеркин И. А., Карзенков Г. И., Мацкевич И. К. Эфемерные пещеры // Пещеры. 1965. Вып. 5(6). С. 86. http://nsi.psu.ru/cave/vipuski/v5(6).pdf.
152. Печеркин А. И., Максимович Н. Г., Болотов Г. Б., Закоптелов В. Е. Пещеры и другие карстовые формы в гипсах и ангидритах на побережье Камских водохранилищ // Пещеры. 1981. Вып. 18. С. 55–58. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/ng_0033.html.
153. Печеркина Л. В. Гидрогеология и гидрогеохимия Полазненского гипсо-ангидритового массива. Пермь: Перм. гос. ун-т; ВНИТИ, 1983. 124 с.
154. Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья. Статистический справочник. Набережные Челны: НГПИ, 2010. 71 с.
155. Пещеры Урала и Приуралья. Перечень по состоянию на 01.01.1992 / сост.: И. А. Лавров, В. Н. Андрейчук. Пермь, 1992. 76 с.
156. Пиковский Ю. И., Смирнова М. А., Ковач Р. Г., Пузанова Т. А., Хлынина А. В., Хлынина Н. И. Битуминозные вещества и полициклические ароматические углеводороды в почвах над линзами нефти и нефтепродуктов в подземных карстовых полостях (Полазненский п-ов, Пермский край) // Почвоведение. 2016. № 3. С. 321–332.
157. Понизовский А. А., Пачепский Я. А. Определение растворимости гипса в пятикомпонентной водно-солевой системе Ca, Mg, Na, Cl, SO4-H2O при 25 °C расчетным методом // Журнал неорганической химии. 1979. Т. 24. № 1. С. 161–167.

158. Попов Л. Н., Максимович Н. Г. Установка для откачки нефтесодержащей жидкости из скважины / Пат. 81522 Рос. Федерация: МПК E 21 B 43 00; заявитель и патентообладатель ГОУВПО «Пермский государственный университет». № 2008139538/22; заявл. 07.10.08; опубл. 20.03.09, Бюл. № 8. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2008/342.pdf.

159. Потапов А. А. Региональная численная геофильтрационная модель южной части Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2016. Вып. 3. С. 4–23.

160. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 11: Средний Урал и Приуралье. Вып. 1. Ред. И. Н. Моисеев. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 533 с.

161. Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 55–61.

162. Скворцов Г. Г. О скорости развития карста в гипсах // Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 184 с.

163. Снитко Г. П., Гай В. В., Дресвянникова Н. Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Пермская. Лист O-40-XVI (Лысьва). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 150 с.

164. Снитко Г. П., Попова Т.Н., Горбунова М.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист P-40-XXVIII (Колва). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 140 с.

165. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

166. СП 11-105-97 Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть I. Общие правила производства работ // Свод правил. Москва. 1997.

167. Толмачев В. В. Классификация последствий повреждений сооружений вследствие воздействия карстовых деформаций // Катастрофы и аварии на закарстованных территориях: тез. докл. совещ. Пермь, 1990. С. 9–10.

168. ТСН 23-301-04/8 Строительная климатология Пермской области // Территориальные строительные нормы. Пермь, 2004.

169. ТСН 11-301-2004 По. Инженерно-геологические изыскания для строительства на закарстованных территориях Пермской области // Территориальные строительные нормы. Пермь, 2004.

170. ТСН 31-11-2005 Пк. Проектирование, строительство и эксплуатация зданий и сооружений на закарстованных территориях Пермского края // Территориальные строительные нормы. Пермь, 2005.

171. Турышев А. В. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато // Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960. С. 205–214.

172. Тюрина И. М., Минькевич И. И., Пономарев А. Б. Условия развития карстового провала на Чусовской стрелке Камского водохранилища // Карстовые провалы: тез. докл. юбил. конф. Екатеринбург, 1994. С. 86–87

173. Утемова С. А., Папировая В. Т. О карстоопасности Пермской градопромышленной агломерации // Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах: материалы междунар. симпоз. Пермь, 2015. С. 205–209. http://nsi.psu.ru/cave/bibl/karst2015.pdf.

174. Фетисов В. В. Гидрогеологические особенности карстующихся пород Среднего Урала и Пермского Приуралья: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2005. 215 с.

175. Формирование подземного стока в зависимости от структурно-тектонических условий Уфимского плато (междуречье Сылвы и Ирени)»: отчет о НИР / Науч. рук. Г. А. Максимович. Пермский ордена трудового Красного знамени государственный университет им. А. М. Горького. Пермь, 1969.

176. Хмурчик В. Т., Максимович Н. Г. Использование аборигенной микрофлоры для борьбы с нефтяным загрязнением подземных вод // Вестник Пермского университета. Биология. 2007. № 5(10). С. 123–126. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2007/0326.pdf.

177. Худеньких К. О., Катаев В. Н. Карстовый морфогенез в приповерхностной зоне сульфатно-карбонатного массива Соколино-Саркаевского месторождения гипса и ангидрита // Вестник Пермского университета. Геология. 2018. Т. 17. № 2. С. 171–176.

178. Чайковский И. И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения // Горный журнал. 2008. № 10. С. 41–44.

179. Чайковский И. И. Новый генетический тип рассолов Верхнекамского месторождения // Стратегия и процессы освоения георесурсов. 2018. С. 3–7.

180. Чайковский И. И., Калинина Т. А. Минералого-петрографическая характеристика пород глинисто-гипсовой шляпы Верхнекамского месторождения солей (на примере Поповского поднятия) // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения: материалы XI Уральского литологического совещ. 2016. С. 284–286.
181. Чохонелидзе Г. И. К вопросу оценки физико-технических свойств засоленных грунтов, используемых в гидротехнических сооружениях // Труды ГрузНИИП. 1957. Вып. 18–19. С. 23–43.
182. Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А., Черных В. В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
183. Шимановский Л. А. Пресные подземные воды Пермской области. Пермь, 1973. 197 с.
184. Шимановский Л. А., Кунц Э. В. Формирование химического состава подземных вод зоны активного водообмена Пермской области // Химический состав и ресурсы подземных вод Предуралья и Зауралья. 1986. С. 19–33.
185. Штернина Э. Б. Растворимость гипса в водных растворах солей // Известия сектора физико-химического анализа института общей и неорганической химии АН СССР. 1949а. Т. 17.
186. Шумилова О. Ю., Максимович Н. Г. Распределение карста по административным районам Пермского края // Проблемы и задачи инженерно-строительных изысканий. Проблемы инженерной геологии карста урбанизированных территорий и водохранилищ: материалы Всеросс. науч.-практ. конф. Пермь, 2008. С. 294–301. http://nsi.psu.ru/labs/gtp/stat/2008/0335.pdf.
187. Яковенко П. И. Развитие карстовых процессов Среднего Предуралья // Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. М., 1968. С. 180–190.
188. Яковенко П. И. Сульфатный карст Среднего Предуралья и оценка устойчивости железнодорожных сооружений: дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1969. 362 с.
189. Яркеева Н.Р. Оценка равновесной насыщенности попутно-добываемых вод сульфатом кальция в зависимости от их суммарной минерализации // Разработка и эксплуатация нефтяных месторождений: сб. науч. тр. 1999. С. 168–174.



190. Ященко Р. В. Карстовая р. Тураевка, как памятник природы Пермской области // Методы геологических исследований: тез. докл. науч.-техн. совещ. Пермь, 1984. С. 68–69.
191. Andrejczuk W. Kras jako czynnik geoekologiczny. Sosnowiec–Symferopol, 2007. 137 s.
192. Bock E. On the solubility of anhydrous calcium sulphate and of gypsum in concentrated solutions of sodium chloride at 25°C, 30 °C, 40 °C, and 50 °C // Canadian Journal of Chemistry. 1961. № 39. P. 1746–1751.
193. Christoffersen J., Christoffersen M. R. The kinetics of dissolution of calcium sulphate dihydrate in water // Growth. 1976. Vol. 35. № 1. P. 79–88.
194. Ford D., Williams P. Karst geomorphology and hydrogeology. London: Unwin Hyman. 1989.
195. Kadebskaya O. I., Maksimovich N. G. The Role of Hypogene Speleogenesis in the Formation of the Ordinskaya Cave, Fore-Urals, Russia // Hypogene Karst Regions and Caves of the World: monogr. Switzerland: Springer International Publishing AG, 2017. Chapter 26. P. 431–446.
196. Maksimovich N. G., Khmurchik V. T., Meshcheryakova O. Yu. Bacterial sulfate-reducing process in oil-polluted karst rocks // Goldschmidt Conference Abstracts. Yokohama, 2016. http://goldschmidt.info/2016/uploads/abstracts/proofs/M.pdf.
197. Milanović P., Maksimovich N., Meshcheriakova O. Dams and Reservoirs in Evaporites. Springer, Cham, 2019. 157 p.
198. Nafie F. A. The properties of highly gypsiferous soils and their significance for land management. London. PhD thesis. 1989.
199. Naugolnykh S. V., Zavjalova N. E. Densoisporites polaznaensis sp. nov.: with comments on its relation to Viatcheslavia vorcutensis Zalessky // Paleobotanist. 2004. Vol. 53. P. 21–33.

169 Алебастрово
16 Алжир
258 Алтынное
267 Андреевка
16 Аргентина
231, 232, 235 Арий
233, 234, 235 Арсеновка
220 Асово
233, 249, 255, 256 Аспа
16 Афганистан
46 Балаши
30 Барда
232 Барсаи
118 Беловская
202 Безукладниково
121, 122, 123, 133 Белое (озеро)
32, 50, 75, 95 Березники
46, 257 Березовая Гора
162 Березовка
113, 114 Бесово
258 Бикбай
172 Бобры
39, 258 Богородское
219 Большая Молебка
40, 217 Большие Ключи
121, 122 Большое (озеро)
229 Большой Ашап
71, 73 Большой Кикус
233 Большой Телес
124 Бояново
46, 199, 200, 208 Брехово
63, 64 Бубыл
223 Быково
229 Бым
220 Бырма
70 Вальяшерка
297 Вахш
23 Вая
13 Великобритания
234 Верхний Кунгур
88 Верх-Язьва
118 Ветляна
63, 64, 71 Вижаиха
149 Вижай
101, 103, 117, 124, 125, 134, 149, 151, 155, 158, 159 Вильва
29, 31, 75, 87, 99 Вишера
69, 71, 72, 75 Вишерка
29 Вишерский залив
99 Волга
71 Волим
259 Воскресенское
247, 267 Вторые Ключики
29, 75, 87 Глухая Вильва
103 Голубята
232 Горны
112 Городище
16 Греция
237 Губаны
23 Губаха
87 Губдор
135 Демидково
68 Дивий камень
46, 87, 206, 207, 208 Дикое Озеро
30, 101, 107, 117, 133 Добрянка
203, 204 Дремино
191, 192 Дураково
30, 121, 122, 123, 132 Дурнятская котловина
16, 301 Египет
187, 265 Екатеринбург
161, 163, 187 Елкино
163, 172, 188 Ергач
181, 184 Закурья
134 Заозерная
117 Заполье
233, 261 Захаровка
198, 199 Зуево
258 Зуевский
113, 114, 180, 184 Зуята
94 Зырянка
223 Зюри
220 Иванково
112 Ивановка
16 Индия
16 Ирак
13, 16 Иран
197, 198, 199, 200, 205, 217 Иргина
30, 31, 32, 164, 172, 187, 228, 229, 230, 233, 235, 247, 252, 258, 259, 263, 266, 267 Ирень
13, 16 Испания
16, 301 Италия
258 Ишимово
232 Иштеряки
265 Казань
172 Кайгородово
21, 29, 31, 63, 65, 75, 79, 85, 94, 99, 110, 113, 117, 119, 120, 132, 139, 147 Кама
260, 261, 262 Каменка

29, 30, 53, 75, 101, 105, 106, 107, 108, 109, 112, 113, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 127, 133, 134, 135, 145, 168, 181, 184 Камское водохранилище

13, 16 Канада

202 Карнаухово

32, 185, 186 Каширино

70, 72 Кикус

301 Киргизия

13, 16, 301 Китай

187 Кичмень

196, 197, 198, 202, 204, 214 Кишертка

197, 198 Кишерть

237 Климиха

124 Ключанка

199 Ключевая Каменка

197, 198, 199, 205 Ключи

196 Ковалево

29, 31, 63, 64, 68, 69, 72, 75, 99 Колва

87 Колынва

119, 130 Конец Гор

113 Константиновка

223 Копорушки

224, 225 Кордон

134 Косогор

29, 75, 117, 120, 121 Косьва

172 Кочебахтино

66, 67, 68 Кочь (озеро)

67 Кочь (река)

199 Красносоколье

233, 234, 235, 237, 265, 266 Красный Ясыл

213 Крохалево

37 Ксенофонтово

65, 67 Кубари

87 Кузнецово

128, 133, 204 Куликово

33, 46, 159, 164, 173, 181, 184, 191, 192, 228, 268 Кунгур (город)

229, 230, 233, 234, 241, 245, 247, 263, 267 Кунгур (река)

10, 18, 175, 176, 177, 178, 180, 184, 297, 299 Кунгурская Ледяная пещера

170 Кутамыш

124 Кухтым

163 Кыласово

72, 74 Ларевка

167 Ледяная гора

194, 221, 224 Лек

16 Ливия

28, 173, 174 Лукино

153, 154 Лысьва (город)

149, 154, 158 Лысьва (река)

156 Любимовка

204, 210 Мазуевка

217 Малая Иргина

219 Малая Молебка

73 Малый Кикус

231, 232, 233 Малый Телес

234, 235 Медянка

16 Мексика

230, 260 Меленка

181 Мечка

197 Мижуево

220, 224 Молебка

198, 202 Молебное

16 Монголия

204 Моргуново

106, 108, 113, 114 Мохово

188 Моховое

118, 124, 134 Мутная

222 Набоки

169, 170, 190 Насадка

153 Невидимка

87 Немзя

199 Нижний Иргинск

207 Нижняя Одина

94, 96, 97 Нижнезырянское водохранилище

119 Нижние Пеньки

74 Нижняя Еловка

196, 198, 204, 214 Низкое

75 Низьва

88, 89 Новая Зырянка

63, 68 Ныроб

30, 87, 90 Нюхти

156 Обманка-2

23 Октябрьский

233, 237, 251, 265 Опачевка

153, 154, 155, 156, 158 Опока

230, 231, 234, 241, 258 Орда

10, 236, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 258, 270, 297, 298 Ординская пещера

220, 221 Осинцево

230, 233, 260, 261, 262 Павловка

234, 261, 265 Павлово

16 Пакистан

199 Пантино

124 Пелуч

114, 210 Пеньки

132 Перемское

46, 101, 125, 127, 128, 139, 180, 187 Пермь

16 Перу

72, 73 Петрецово

99 Печора

29, 63, 64, 65, 66, 67 Пильва

169, 185 Плеханово

220 Плотниково

223 Подгорная

231 Подзуево
202 Подникольская
121, 122, 123 Пожва
28, 30, 46, 101, 102, 103, 107, 108, 109, 110, 112, 113, 117, 133 Полазна
106, 108 Полазненский залив
210, 216 Посад
202 Посад-Кишерть
235 Починки
198 Провальное
65 Пыдол
70 Раскат
Рассольная
121, 133 Рогалек
173, 174, 181 Родионово
129 Ромахино
16 Румыния
204 Сабарка
171 Сажино
167 Сапово
21, 23, 25, 26 Северный Урал
198, 202, 203, 204 Сединка
158 Селищная
162, 163, 168, 171, 184, 191, 192 Серга
170 Сергинка
16 Сирия
46, 198, 199, 200, 205 Советянка
172 Согрино
219 Сосновка
21 Средний Урал
234 Суда
233, 252, 253, 259 Судинка
200, 206 Суксун
216 Суксунчик
124 Сухая
235, 268 Сухая Речка
13, 16 США
18, 22, 29, 30, 31, 32, 39, 102, 159, 162, 163, 164, 165, 166, 168, 169, 170, 171, 172, 176, 177, 178, 184, 185, 186, 188, 189, 190, 192, 194, 195, 196, 197, 201, 202, 203, 208, 210, 229 Сылва
229 Сып
190, 191, 221, 222, 223 Сыра
124 Таборы
297 Таджикистан
117, 118 Талая
229, 234 Телес
259 Тесяк
220 Тис
124 Тихая
233, 260 Тураевка
229 Турка
46 Тюйное
259 Тюинск
259 Тюйск
229 Тюш
249, 255, 257, 259 Уинское
259 Уразметьево
22, 25, 34 Уральские горы
65, 66, 71, 75, 101, 125, 127 Усолка
46, 195, 196, 197, 198, 201, 202, 203, 208, 214, 215 Усть-Кишерть
230 Усть-Турка
131 Усть-Шалашная
149 Усьва
21, 22, 43, 192, 203, 245 Уфимское плато
266 Федоровка
184 Филипповка
16 Франция
30, 116 Хохловка
199 Чечуварка
16 Чили
172 Чувирята
230 Чураковка
22, 29, 31, 101, 112, 117, 119, 120, 125, 128, 130, 131, 139, 147, 148, 149 Чусовая
46, 150, 154, 157 Чусовой
120, 145 Чусовская стрелка
30, 73, 74 Чусовское озеро
112, 133 Чусовской залив
188 Шавкуново
159, 163, 164, 165, 166, 170, 171, 184, 192, 202 Шаква
118, 134 Шалашная
202 Шастино
258 Шатунова
132 Шемети
198 Шестаково
46, 234, 235, 236 Шляпники
187, 229 Шубино
200 Шуртана
199 Щипицыно
235 Щучье Озеро
170, 187 Юрман
29, 88 Язьва
29, 75 Яйва
267 Яковлевка
117 Яринка
117 Ярино
235, 236 Ясыл
230 Ясылка

## Максимович Николай Георгиевич

Email: nmax@psu.ru

Проблемами карста и пещер начал заниматься еще во время учебы на кафедре инженерной геологии и охраны окружающей среды Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (1973–1978 годы).

В 1984 г. в МГУ защитил кандидатскую диссертацию «Постинъекционные процессы при тампонировании гипсоносных карбонатных пород силикатными растворами (на примере Камской ГЭС)». После чего работает в Пермском университете в организованной им лаборатории геологии техногенных процессов. С 1998 г. заместитель директора по научно-исследовательской работе Естественнонаучного института Пермского государственного национального исследовательского университета.

Наряду с исследованиями в области инженерной геологии, гидрогеологии, экологии, техногенной геохимии значительная часть работ Н. Г. Максимовича посвящена различным вопросам изучения карста и пещер. Им рассмотрены теоретические вопросы спелеологии и карстоведения, в частности роль карста в эволюции земной коры. Совместно с К. А. Горбуновой выделены типы обстановок карстообразования на территории СССР, в основу которых положен учет сложившихся в течение геологической истории геологических факторов и физико-географических условий (соотношение тепла и влаги). Изучены закономерности карста Урала и Пермского края, в том числе в условиях техногенного воздействия, а также на берегах водохранилищ. Результаты работ обобщены в коллективной монографии «Карст и пещеры Пермской области» (1992 г.).



С начала XXI века Н. Г. Максимович начинает заниматься проблемами загрязнения окружающей среды при добыче нефти в закарстованных районах, также рассматривает инженерно-геологические и гидрогеологические закономерности развития карста, в частности при строительстве объектов атомной энергетики в Белоруссии в районах залегания меловых отложений.

Под его руководством в 2007–2008 годах проводилась оценка карстоопасности и прогноз возможных изменений гидрогеологической обстановки в процессе строительства и эксплуатации сооружений Сангтудинской ГЭС на р. Вахш (Таджикистан), в основании которой залегают карстующиеся гипсоносные породы. Впоследствии на основании обобщения мирового опыта строительства плотин на эвапоритах им в соавторстве с профессором Белградского университета Петером Милановичем и Ольгой Мещеряковой в издательстве Springer издана монография «Dams and Reservoirs in Evaporites» (2019).

Значительная часть работ Николая Георгиевича связана с карстом Кизеловского угольного бассейна – территории экологического бедствия, в результате изучения которого были предложены методы очистки и снижения объемов изливов кислых шахтных вод.

Николай Георгиевич уделяет внимание изучению минералогии пещер, гидрогеологии, радиоактивности, микробиологии, методике их изучения, использованию пещер как туристических объектов. Ряд работ посвящен комплексному исследованию Кунгурской и Ординской пещер.

За годы научной деятельности Николаем Георгиевичем опубликовано более 570 научных работ в 25 странах мира на 5 языках, в том числе 24 монографии и учебных пособия. Он является автором 11 патентов в основном по природоохранной тематике. С 2008 г. – главный редактор издаваемого с 1947 г. сборника научных трудов «Пещеры».

Принимал участие в экспедициях по изучению карста Кавказа и Урала в Башкирии, Перм-

ском крае, Оренбургской области, Казахстане, на Ямале и др. В 2016 г. являлся научным руководителем экспедиции Центра подводных исследований Русского географического общества по изучению карстового озера Церик-Кель в Кабардино-Балкарии.

Для сохранения Ординской пещеры (Пермский край), крупнейшей в мире подводной полости в гипсах, им предложено и выполнено обоснование придания ей статуса особо охраняемой природной территории регионального значения.

Член Российской национальной группы Международной ассоциации инженеров-геологов, член Русского географического общества, внештатный сотрудник Института карстоведения и спелеологии и Украинского института спелеологии и карстологии, ассоциированный член международной ассоциации экскурсионных пещер мира.

Награжден медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II-ой степени (2004), медалью им. Е. М. Сергеева «За вклад в развитие инженерной геологии» (2019). Лауреат премии Пермского края I-ой степени за лучшую работу в области наук о Земле (2019), лауреат I-ой степени Макариевской премии по естественным наукам (2020). Заслуженный эколог РФ.

## Кадебская Ольга Ивановна

**Email: icecave@bk.ru**

Окончила в 1997 г. географический факультет Пермского университета по специальности географ-эколог. В 2001 г. поступила в очную аспирантуру ГИ УрО РАН, где с этого же времени работает в должности заведующей Кунгурской лабораторией-стационаром. С 2008 г. является доцентом кафедры туризма географического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета.

В 2004 г. получила ученую степень кандидата географических наук, защитив диссертацию на тему «Геоэкологическое состояние Кунгурской Ледяной пещеры и прилегающей территории, ее охрана и рациональное использование».

Основные направления научной деятельности: изучение закономерностей развития карста при разных видах хозяйственного освоения закарстованных территорий, а также изучение пещер Урала и Сибири.

Принимала участие в грантах РФФИ «Разработка методики георадарных исследований подземного льда в пещерах» (2011–2013), «Разработка методики выявления карстовых полостей и оценки динамики их развития по данным локального сейсмологического мониторинга» (2007–2009), «Исследование формирования изотопного и химического состава природных вод на территории Пермского края», «Миграция границы многолетней мерзлоты на границе Европа-Азия в плейстоцене» и «Pleistocene permafrost boundary shifts at the Europe-Asia border» (Австрия).

Проводила детальное описание охраняемых природных территорий Пермского края, связанных с проявлением карста. Принимала участие в проектах выявления уникальных объектов геологического наследия Урала и Пермского края и составляла предложения для их охраны. Провела обоснование придания статуса особо охраняемой природной территории «Каменный город».

В 2017 г. защитила докторскую диссертацию на тему «Минеральные и геохимические индикаторы природных процессов в подземных карстовых ландшафтах Урала».

Является ученым секретарем редколлегии ежегодного сборника научных статей «Пещеры», членом Русского географического общества, научного комитета международной ассоциации экскурсионных пещер мира, научного комитета международной карстологической школы, а также представителем России в Международной Академии исследований.

Автор 250 научных работ, в том числе 8 монографий. Имеются два свидетельства о государственной регистрации базы данных.

Именной стипендиат Пермского края (2004), лауреат Пермского университета по номинации «Науки о Земле» за лучшую научно-исследовательскую работу (2018).

## Мещерякова Ольга Юрьевна

**Email: olgam.psu@gmail.com**

В 2007 г. окончила магистратуру Пермского государственного университета по специальности «Геология». В 2014 г. защитила диссертацию на тему «Защита месторождений гипса от нефтяного загрязнения в карстовых районах Пермского края» с присуждением ученой степени кандидата технических наук.

С 2007 г. работает заместителем декана геологического факультета Пермского университета. Доцент кафедры динамической геологии и гидрогеологии, старший научный сотрудник лаборатории геологии техногенных процессов Естественнонаучного университета ПГНИУ.

Область научных интересов О. Ю. Мещеряковой относится к вопросам геоэкологии, карстоведения, гидрогеологии. Основная тема исследований – нефтяное загрязнение закарстованных территорий.

Результаты исследований О. Ю. Мещеряковой докладывались на международных конференциях в Португалии (2020), Хорватии, Сербии, Киргизии (2019), Австрии, Боснии и Герцеговине (2018), Японии (2016), Новой Зеландии (2010), Китае, Египте (2009), Италии (2006), России (2008–2020). Принимает участие в научно-исследовательской и хоздоговорных работах. Является руководителем и исполнителем грантов РФФИ, ФЦП и др.

Автор более 100 научных работ, в том числе 3 монографий (из них одна в зарубежном издательстве Springer) и одного учебного пособия. Входит в редколлегию сборника научных статей «Пещеры».

Член Российской национальной группы Международной ассоциации инженеров-геологов, карстового комитета Международной ассоциации гидрогеологов, Русского географического общества, Украинского института спелеологии и карстологии, ассоциированный член Международной ассоциации экскурсионных пещер мира.

Лауреат конкурса на соискание грантов ГП «Западно-Уральский машиностроительный концерн» за работу «Комплексная очистка подземных вод от нефтяного загрязнения» (2011); лауреат конкурса на лучшую научно-исследовательскую работу в области наук о Земле среди молодых ученых ПГНИУ (2014, 2017); победитель трэвел-гранта, организованного при поддержке Фонда целевого капитала Пермского университета (2016).

Научное издание

**Максимович Николай Георгиевич**
**Кадебская Ольга Ивановна**
**Мещерякова Ольга Юрьевна**

# Сульфатный карст Пермского края

Монография
в авторской редакции

Редактор Д. М. Ермаков
Корректор О. А. Березина
Предпечатная подготовка А. Н. Ташкинова

Н. Г. Максимович: nmax@psu.ru
О. И. Кадебская: icecave@bk.ru
О. Ю. Мещерякова: olgam.psu@gmail.com

Подписано в печать 21.05.2021г.
Формат 60×84 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Open Sans. Печать офсетная.
Усл. печ. л. ___. Тираж 300 экз.
Заказ № ___.

Отпечатано в полном соответствии
с качеством предоставленного оригинал-макета
Типография ООО «Литера»
618554, Пермский край, г. Соликамск, Соликамское шоссе, д. 17

# СУЛЬФАТНЫЙ КАРСТ ПЕРМСКОГО КРАЯ

Н. Г. Максимович
О. И. Кадебская
О. Ю. Мещерякова