

ИГОРЬ РОЙКОВИЧ\*

МИНЕРАЛОГИЯ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПЕРМИ ХОЧСКОЙ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЕДИНИЦЫ В ОБЛАСТИ ВИКАРТОВСКОГО  
ХРЕБТА

(Фиг. 1—14)

**Резюме:** Урановая минерализация проявляется в верхней перми Хочской тектонической единицы в области Викартовского хребта. Металлоносной породой являются линзоподобные слои аркозовых песчаников с обломками обугленной флоры. Здесь были определены из рудных минералов главным образом: урановая смолка, пирит, халькопирит, теннантит, галенит и сфалерит. Оруденение является сингенетического происхождения. Осаждение элементов оруденения произошло под влиянием редукционного воздействия органического детрита.

**Abstract:** The uranium mineralization occurs in the Upper Permian of the Choč unit in the Vikartovský chrbát area. Lenses of arcosis sandstones with detritus of carbonised plants are ore-bearing. The following main ore minerals have been determined: pitchblende, pyrite, chalcopyrite, tennantite, galena and sphalerite. The mineralization is syngenetic. The concentration of the ore minerals was caused by reduction influence of organic detritus.

Орудененные слои выходят на поверхность в верхней перми Хочской единицы северо-восточной части Низких Татр. Геологическое развитие этой области, как и расчленение Хочской тектонической единицы было описано А. Белым (1965). Согласно его взглядам главная часть «мелафировой серии» пермского возраста. Возраст осадочных пород был определен палинологическими исследованиями как верхний карбон—пермь (Ж. Плавска 1964). Самые новые результаты стратиграфического и седиментологического исследования области Викартовского хребта подаются в работе Л. Новотного и Й. Бадача (1971).

Изучаемая минерализация проявляется в верхнем пелитическо-псаммитическом слое верхней перми, мощном 175—300 м и была обнаружена в целой изучаемой единице (Л. Новотный и Й. Бадач 1971). Переход из нижнего псаммитово-псефитического слоя к верхнему пелитово-псаммитическому слою постепенный. Осадки верхнего пелитово-псаммитического слоя в его нижней части положительно градационно переслоены и имеют большей частью коричневого-красный цвет. Эти слои ритмически повторяются и к верхней части слои постепенно исчезают. Верхняя часть слоя образуется большей частью осадками светло-зеленых и коричнево-красных цветов. Осадки ритмически переслаиваются и в основном это тонкозернистые и среднезернистые аркозовые песчаники, аркозы и алевролиты. Находятся также в небольшой мере глинистые сланцы и крупнозернистые псаммиты. Характерным признаком верхней части слоя является присутствие линзоподобных слоев псаммитов серых, темносерых цветов с обломками обугленной флоры. Распространение этих слоев в различных частях Викартовского хребта перемен-

\* И. Ройкович, канд. геологических наук, Геологический институт Словацкой академии наук, Братислава, Обранцов Миеру 41.

чивое. Линзы псаммитов, кроме разбросанных обугленных обломков флоры, содержат также и небольшие слои-линзы блестящего черного угля на площади 2—3 м<sup>2</sup> мощностью 1—3 см. В кровле слоев аркозовых песчаников находятся хемогенные карбонаты осадочного происхождения. Прежде всего это песчанистые кальцитовые доломиты с различным количеством песчанистого материала. В восточной части Викартовского хребта в самой высшей части слоя обнаруживаются перемигрированные остатки гипса, которые заполняют в седиментах трещины различной мощности.

Слои Хочской тектонической единицы на значительной части территории Викартовского хребта имеют моноклинальное положение с величиной склона 10—45° на СЗ—СВ (Л. Новотный — Й. Бадап 1971). Изучаемые местонахождения расположены в непосредственной близости викартовского разлома В—З направления. Дизъюнктивная тектоника В—З и СВ—ЮЗ направления имеет деструкционное влияние на металлоносные слои. Обломки оружененных пород находятся в форме тектонического заполнения вместе с нерудными минералами.

Й. Мировский 1968 (в Л. Новотный — Й. Бадап 1971) при —водит следующий парагенезис минералов в местонахождении Краваны: урановая смолка, урановые черни, коффинит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, ковелин, пирит и в малом количестве минералы Ni, Mo, Y без более точной идентификации. Согласно Л. Новотного — Й. Бадапа (1971): «Тесный парагенезис урановых минералов с детритусом обугленной флоры и их промышленное накопление предполагает синседиментарную аккумуляцию урана в целом слое, о чем свидетельствует повышенный кларк урана. Далее также важно перемещение урана в процессе диагенезиса осадков в редукционную среду с угольным детритусом. Источником кластического материала продуктивного слоя были гранитоиды (вероятно гранитоиды Вепора) содержащие ураноносные минералы.»

В перми альпийско-карпатской области известны многие месторождения подобного характера как и в области Викартовского хребта. Для них характерна их статиформность, похожий парагенезис минералов и присутствие органики.

В месторождении Жировский врх в Югославии урановое оруденение выходит в терригенных греденских песчаниках (В. Йоканович и колл. 1972, М. Протич и колл. 1972). В итальянских Альпах обнаруживается стратиформная минерализация в континентальных песчаниках перми и в литоральных осадках пермо-триаса (Ф. Ипполито 1958, Г. Цевалес 1960). В Венгрии урановое оруденение находится в западной части гор Мечек в верхнепермских речных аркозовых песчаниках (А. Барабас — Й. Кисс 1958; Й. Кисс 1960; К. Вираг — Й. Винце 1967). Вышеприведенные авторы по сути считают, что происхождение оруденения сингенетическое в редукционной среде под влиянием органической материи, при чем дальнейшая миграция и концентрация произошла в процессе диагенезиса и эпигенезиса.

#### *Минералогическое описание изучаемого оруденения*

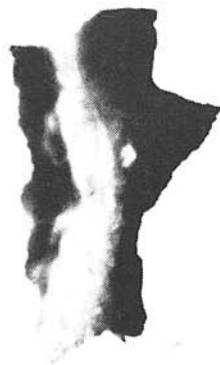
Рудные минералы были определены кроме оптического изучения аншлифового материала также и с помощью электронного микроскопа, рентгенно-

дифракционным анализом и радиограммами. Известняки, заполняющие жилы были анализированы манометрически. Были определены следующие минералы: урановая смолка, урановые черни, отенит, пирит, халькопирит, теннантит, галенит, сфалерит, арзенопирит, марказит, борнит, Pb — Mo — S минерал, кальцит, доломит, кремнь, гетит, азурит и малахит.

У рудных минералов наблюдается ясная связь с обугленной флорой. Повышенные концентрации содержат линзоподобные слои аркозовых песчаников с богатыми обломками обугленной флоры. Самые высокие концентрации были определены в центральных частях линз и особенно в тонких 1—3 см мощных пропластах угля. Сульфиды обнаруживаются также в кремнисто-карбонатных жилах, пересекающих рудные слои.

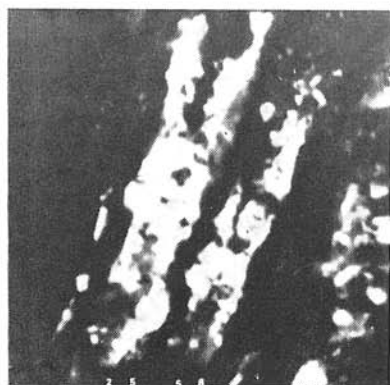
Урановая смолка обнаруживается в обугленных остатках растений а также в цементе аркозого песчаника (Фиг. 1, 2). В обугленной флоре в основном тонко диспергированная, а также часто можно наблюдать ее концентрацию в основном вдоль слоистости обугленной флоры. Урановая смолка также иногда образует более менее взаимосвязанные полосы по направлению слоистости (Фиг. 3, 4). В песчаниках образует мелкие пропластки, жилки, и скопления. (Фиг. 5). В особенно богатых образцах урановая смолка составляет главную часть цемента (Фиг. 6). Часто в ней находятся тонко диспергированные сульфиды, особенно пирит, в меньшей степени халькопирит и галенит. Обломки кремния в цементе урановой смолки бывают оторочены пиритом (Фиг. 7).

Очень сильная тонкая зернистость урановой смолки затрудняет ее анализ даже и с помощью электронного микрозонда. Луч электронов входит и в окружающие минералы и обугленную флору, что способствует регистрации более низких данных урана (и даже в том случае, если находится более высокий процент  $UO_2$ ), как бы это соответствовало урановой смолке. Образцы

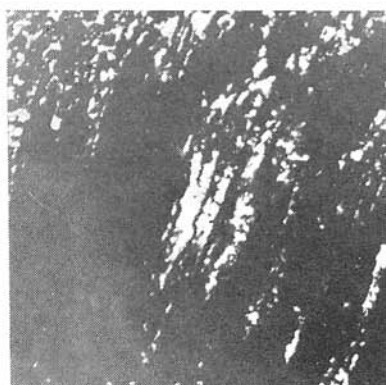


Фиг. 1. Радиограмма орудененного аркозового песчаника с обломками обугленной флоры (светлые), в которых находятся богато диспергированные урановые минералы. Масштаб 1 : 1.

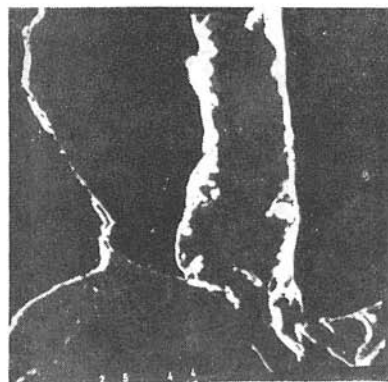
Фиг. 2. Радиограмма орудененного песчаника. Урановые минералы находятся в цементе песчаника и концентрируются в полосах. Масштаб 1 : 1.



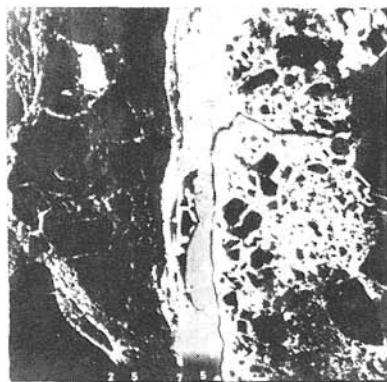
Фиг. 3. Характер отраженных электронов (композиция) в электронном микронзонде. Урановые минералы (светлые) концентрируются полосками, параллельно со слоистостью обугленной флоры. Увеличение 600 $\times$ , фотография И. Криштин.



Фиг. 4. Характер отраженных электронов (композиция) в электронном микронзонде. Урановые минералы (светлые) концентрируются в полосках, параллельно со слоистостью обугленной флоры. Увеличение 300 $\times$ , фото И. Криштин.



Фиг. 5. Характер отраженных электронов (композиция) в электронном микронзонде. Урановые жилки (светлые) на границе зерен пирита и кремния. Увеличение 150 $\times$ , фото И. Криштин.



Фиг. 6. Характер отраженных электронов (композиция) в электронном микронзонде. Урановые минералы (светлые) образуют цемент песчаника. Концентрируются приблизительно в 1 мм мощной полоске. По ее окраинам находятся зерна пирита (серые). Увеличение 150 $\times$ , фото И. Криштин.

для анализа были покрыты углеродом, поэтому в анализе не охвачен углерод из обугленной флоры. Углерод был обнаружен в образце, покрытом алюминием только качественно, при этом было обнаружено и его самостоятельное проявление. Наиболее частой гетерогенной примесью кроме углерода бывает кремний, частично известняк из тонкозернистого кремния и кальцита (Таб. 1).

Рентгеновой дифракцией были анализированы образцы с самым высоким

Таб. 1. Химический состав урановой смолки (весовые проценты)

| № обр.          | U    | Ca  | Si  | Pb  | O    |
|-----------------|------|-----|-----|-----|------|
| UO <sub>2</sub> | 86,9 |     |     |     | 13,1 |
| UV-52           | 75,5 | 1,0 | 1,7 | 0,3 | 21,5 |
| UK-10           | 77,9 | 1,9 | 1,9 | 0,2 | 18,2 |

Анализировал И. Криштин. Кислород был досчитан на 100 %.

содержанием урана. Сепарация урановой смолки из-за уже упомянутой здесь тонкой зернистости не была возможна. Рентгендиффракционные отметки все же определенно подтверждают присутствие урановой смолки, при этом интенсивность линий урановой смолки не прямо соответствует гетерогенной примеси кремния (Таб. 2).

Урановые черны обнаруживаются в орудененном песчанике в виде агрегатов низкой отражаемости (более низкой, нежели у урановой смолки), с одной стороны в цементе песчаника, а также по краям и в трещинах урановой смолки, для которой типична более высокая отражаемость. Возникновение их приписывается результатам окисления урановой смолки.

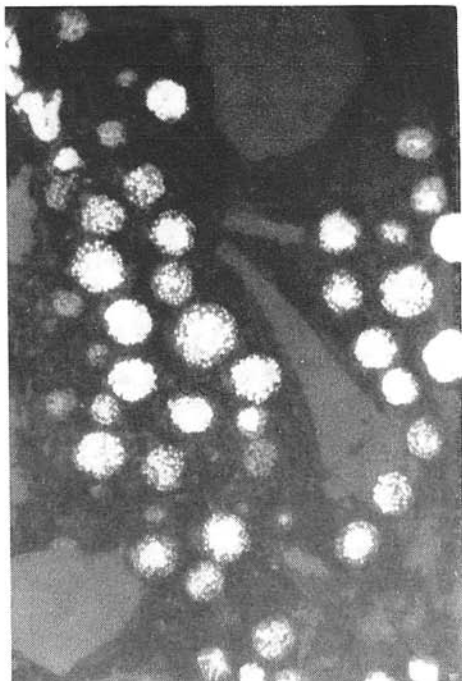
Таб. 2. Рентген-диффракционный анализ урановой смолки

| Уранинит<br>278a<br>d I | UV-16<br>d I | UV-14<br>d I | UV-57<br>d I | Кремний<br>256<br>d I | Другие<br>d I |             |
|-------------------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|---------------|-------------|
|                         | 4,25 2       | 4,27 4       | 4,29 5       | 4,24 5                |               |             |
|                         | 3,36 7       | 3,36 8       | 3,37 10      | 3,34 10               |               |             |
| 3,147 10                | 3,145 10     | 3,147 10     | 3,143 10     |                       |               |             |
|                         |              | 2,901 7      | 2,982 3      |                       | 3,029 10      | кальцит 424 |
|                         |              | 2,726 5      | 2,714 2      |                       | 2,883 10      | доломит 425 |
|                         |              | 2,462 2      | 2,467 1      | 2,45 5                |               |             |
|                         |              | 2,288 1      | 2,288 1      | 2,280 5               |               |             |
|                         |              |              | 2,243 1      | 2,231 4               |               |             |
|                         |              | 2,134 2      | 2,133 2      | 2,123 5               |               |             |
|                         |              |              |              | 1,975 4               |               |             |
| 1,928 8                 | 1,929 6      | 1,922 5      | 1,925 3      |                       |               |             |
|                         | 1,824 2      | 1,824 3      | 1,824 3      | 1,813 9               |               |             |
|                         |              | 1,793 2      |              |                       | 1,785 6       | доломит 425 |
|                         |              |              |              | 1,668 5               |               |             |
|                         |              |              |              | 1,656 2               |               |             |
| 1,645 8                 | 1,645 5      | 1,644 5      | 1,644 2      |                       |               |             |
| 1,575 2                 | 1,574 1      | 1,573 1      |              |                       |               |             |
|                         | 1,545 1      | 1,545 2      | 1,547 2      | 1,539 9               |               |             |
|                         |              |              |              | 1,450 4               |               |             |
|                         |              | 1,377 1      | 1,379 1      | 1,380 8               |               |             |
| 1,364 2                 |              |              |              |                       |               |             |

Объяснения: В. И. Михеев (1975): Уранинит (278a), кремний (256), кальцит (424), доломит (425).



Фиг. 7. Урановая смолка образует цемент в сильно оруженном аркозовом песчанике. Кремнистые зерна окаймлены пиритом. 1 николь, увеличение 160 $\times$ , фото И. Ройкович.



Фиг. 8. Фрамбоидальный пирит в песчанике. 1 николь, увеличение 440 $\times$ , фото И. Ройкович.

Отенит был обнаружен единично в выветрившихся образцах более богатой руды. Образует очень тонкие налеты на образцах из отвалового материала.

Пирит является одним из наиболее распространенных сульфидных минералов изучаемого оруденения. Обнаруживается в виде идиоморфных кристаллов, как и в виде неправильных зерен и агрегатов, разбросанных в песчанике как и в кремнисто-известковистых жилах.

а) Кристаллические агрегаты и более крупные кристаллы (до 1 мм) можно наблюдать в оруженном песчанике как и в кремнисто-известковистых жилах. В жилах выходит как правило в узком парагенезисе с халькопиритом. Изредка бывает заключен и в жилах галенита.

б) Очень мелкие, иногда субмикроскопические, большей частью гипидиоморфные зерна находятся в виде агрегатов, разбросанных в цементе песчаников, в обугленной флоре, иногда в кремнисто-карбонатных жилах. В тонких пропластах как и в неправильной формы гнездах урановой смолки бывает как правило концентрирован тонкозернистый пирит (Фиг. 13).

в) Мелкие сфериды пирита, 0,005—0,01 мм величиной находятся довольно часто в цементе песчаника, как и в обломках обугленных растений. Часто концентрируется особенно в местах повышенной концентрации урано-



вой смолки. Довольно часто находятся и хорошо развитые фрамбоидальные формы пирита, приблизительно 0,02 мм величиной сфероиды (Фиг. 8).

г) Часто также происходит замещение обугленных растительных остатков пиритом. Чаще всего можно наблюдать его концентрацию вдоль слоистости растительных обломков. В некоторых случаях произошло полное замещение растительных обломков и пирит сохраняет форму обломков, которые иногда сдавлены и закручены. Структура древесины была впоследствии заполнена пиритом и халькопиритом.

Халькопирит является вместе с пиритом самым богато представленным сульфидным минералом в западной части Викартовского хребта. Обнаруживается в виде агрегатов аллотриоморфных зерн в орудененном песчанике и кремнисто-карбонатных жилах.

а) В песчанике образует агрегаты приблизительно 0,1 мм, реже до 1 мм величиной, а также тонкие самостоятельные жилки. Большей частью обнаруживается в виде самостоятельных агрегатов, бывает также перерращен теннантитом и пиритом. Вместе с пиритом бывает также тонко диспергирован в урановой смолке.

б) В кремнисто-карбонатных жилах халькопирит образует агрегаты величиной больше чем 1—2 см, часто в узком парагенезисе с теннантитом и пиритом. В карбонатах бывает также и тонко диспергирован. Образует самостоятельные небольшие жилки в кремнисто-карбонатных жилах в песчанике. Карбонаты замещены халькопиритом, особенно вдоль границ между зернами. В восточной и центральной части Викартовского хребта обнаруживается с халькопиритом галенит и сфалерит.

в) Обугленные растительные остатки бывают замещены халькопиритом вдоль слоистости, но также прорезаны халькопиритовыми жилками. Халькопирит образует также как и пирит замещения в структурах тканей обугленного дерева (Фиг. 9).

Теннантит является обычным минералом в рудных слоях, главным образом в западной части Викартовского хребта, хотя и в небольшом количестве. Образует неправильные агрегаты зерн, рассеянных в орудененном песчанике и в кремнисто-карбонатных жилах пересекающих орудененные слои. Чаще всего находится с халькопиритом. Более крупные агрегаты до 2 мм как правило можно наблюдать в карбонатных прожилках в линзах руд. Большей частью бывает неправильно пророщен халькопиритом. Часто можно наблюдать замещение халькопирита теннантитом, особенно по краям зерн и в форме тонких жил, которые иногда сопровождаются и более молодыми карбонатами. В некоторых случаях были обнаружены каемки теннантита около пиритовых кристаллов, заключенных в халькопирите. Вместе с пиритом образует также псевдометаморфозы на органическом детрите. В этом случае с пиритом прорастает или образует каемки около тонкозернистых агрегатов пирита. Сфероиды пирита бывают также заключены в теннантите. Определение теннантита было произведено на основании его химического состава, подтвержденного электронным микронзондом (Таб. 3).

Галенит является самым богатым сульфидом в восточной части Викартовского хребта (Таб. 4). Обнаруживается в виде жилок в аркозовом песчанике и в кремнисто-карбонатных жилах.

а) Агрегаты галенита в песчанике большей частью тонко диспергированы в виде зерн неправильной формы 0,05—0,1 мм величиной. В образцах с вы-



Фиг. 9. Халькопирит, заполняющий тканевую структуру обугленного дерева. 1 николь, увеличение  $250\times$ , иммерсионное масло, фото И. Ройкович.



Фиг. 10. Обугленная флора пронизана тонкими жилками галенита. 1 николь, увеличение  $160\times$ , фото И. Ройкович.

соким содержанием урановой смолки находятся в большом количестве. Часто образуют мелкие прожилки изредка даже до 1 мм мощностью, прорезывающих цемент песчаника и также часто обугленные остатки растений (Фиг. 10).

б) Галенит также сопровождает кремнисто-карбонатные жилки, в которых снова обнаруживается в виде 0,5—2 мм агрегатов неправильной формы, часто пророщенных сфалеритом и халькопиритом.

Таб. 3. Химический состав теннантита

| № обр.                                   | Весовые проценты |     |     |      |     |      | Сумма |
|------------------------------------------|------------------|-----|-----|------|-----|------|-------|
|                                          | Cu               | Fe  | Zn  | As   | Sb  | S    |       |
| $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{11}$ | 51,6             |     |     | 20,2 |     | 28,2 | 100,0 |
| UV-28                                    | 45,2             | 6,1 | 0,3 | 15,8 | 0,9 | 31,8 | 100,1 |
| UV-33,1                                  | 44,8             | 4,8 | 0,9 | 15,6 | 2,8 | 31,5 | 100,3 |
| UK-8                                     | 43,6             | 7,6 | 0,1 | 18,8 | 0,7 | 31,1 | 100,9 |

Анализировал: Н. Криштин.



Таб. 4. Сравнительное нахождение главных минералов на территории Викартовского хребта.

| Минерал         | Запад          | Центр          | Восток         |
|-----------------|----------------|----------------|----------------|
| Урановая смолка | богато         | богато         | богато         |
| Пирит           | богато         | богато         | второстепенный |
| Халькопирит     | богато         | второстепенный | второстепенный |
| Теннантит       | второстепенный | редкий         | единичный      |
| Галенит         | редкий         | второстепенный | богато         |
| Сфалерит        | редкий         | второстепенный | второстепенный |

1. Богато — часто обнаруживающийся минерал в большом количестве.
2. Второстепенный — часто обнаруживающийся минерал в небольшом количестве.
3. Редкий — в небольшом количестве обнаруживающийся минерал.
4. Единичный минерал — обнаруживаемый только в одном или нескольких аншлифах.

С ф а л е р и т является обычным минералом оруденных пород в восточной части и центральной части Викартовского хребта, но все же по сравнению с галенитом находится в небольшом количестве. Обнаруживается в рассеянном виде в породе в виде неравномерных зерн 0,01—0,1 мм величиной, а также в кремнисто-карбонатных жилах, где образует агрегаты до 1 мм величиной. Внутренние рефлексы желто-коричневые. Содержание Cd в сфалеритах 0,1 %, а Fe — 0,4 %. Сфалерит часто прорастает галенитом и халькопиритом, который бывает в сфалерите в виде мелких включений.

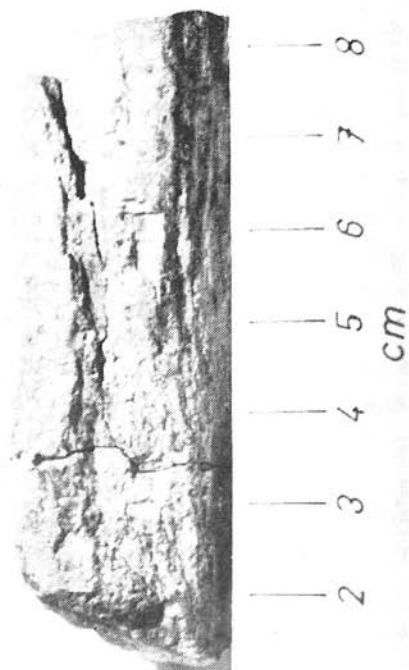
А р с е н о п и р и т является очень редким минералом в изучаемой минерализации. Обнаруживается в виде идиоморфных кристаллов, в аншлифах в виде ромбоидальных поперечных разрезов и кристаллов характера столбиков, достигающих величину 0,05—0,3 мм. Обнаруживаются также и рассеянные в аркозовых песчаниках и тонких кремнисто-карбонатных жилах в сильно оруденном песчанике с большим содержанием обугленных растений. В жилах обнаруживаются иногда вместе с пиритом, чаще всего самостоятельно.

Б о р н и т был обнаружен единично в жилах розового кальцита в западной части Викартовского хребта. Образует мелкие зерна до 0,03 мм, проращенные халькопиритом.

М а р к а з и т обнаруживается единично в карбонатных жилах в центральной части Викартовского хребта. Образует мелкие 0,02 мм вытянутые кристаллы желтобелого цвета, которые макроскопически видны в виде тонких жилок в карбонатах.

РЬ — М о — S м и н е р а л был обнаружен в одном образце в восточной части Викартовского хребта. Более точное определение этого минерала будет описано в отдельной статье в будущем. Минерал показывает следующий химический состав согласно анализам электронного микронзонда: РЬ 39,5, Мо 17,2, Sb 7,2, Fe 4,9, Cu 1,6, S 28,7 весовых процентов.

О б у г л е н н ы е о с т а т к и р а с т е н и й находятся в оруденном горизонте в большом количестве. Часто эти обломки бывают вытянутые и параллельно расположенные. Можно наблюдать и обломки от десятых мм до нескольких см. Иногда образуют более менее связанные несколько см мощ-



Фиг. 11. Часть обугленной древесины. Масштаб в см, фото Г. Броднянского.

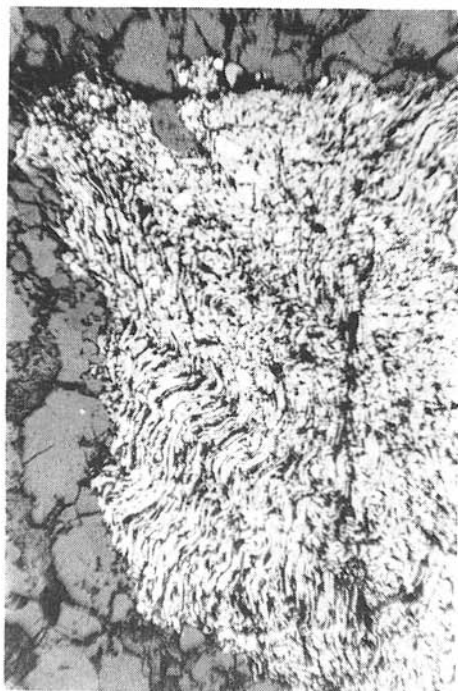


Фиг. 12. Деталь поперечного разреза обугленной ветки дерева, показанной на фото 11. Нижняя часть фотографии представляет окраинную часть ветки. Ее центральная часть образована тонкозернистыми карбонатами. По направлению к окраинам можно наблюдать обугленное дерево, окремененное, при чем кремний сопровождается галенитом и халькопиритом. 1 николю, увеличение 80×, фото И. Ройкович.

ные пропластки угля. Изредка были найдены и целые ветки деревьев, в которых можно наблюдать и минерализацию (Фиг. 11). Ядро ветки бывает карбонатизировано. По окраинам проявляются реликты обугленного дерева, которое окременено и содержит сульфиды и урановую смолку (Фиг. 12).

Обломки обугленной флоры часто тонко слоистые (Фиг. 13) и вдоль слоистости замещены урановыми минералами и сульфидами. Обломки бывают растресканные и закрученные, в результате чего часто заполнены не только вдоль слоев, но также и пронизаны жилками кремния и карбонатов с сульфидами (Фиг. 14). Обломки обугленных растений бывают также и в жилах и прожилках кремния и карбонатов.

Были также найдены отдельные обломки с хорошо сохранившейся структурой растительных тканей. Структура обугленных растительных тканей заполнена кремнием, карбонатами и сульфидами. Пустоты в растительных структурах часто расположены по ступеням и величина их колеблется в размерах  $0,02 \times 0,005 - 0,01$  мм.



Фиг. 13. Обломок тонкопереслоенной обугленной флоры с пиритом в оруденном аркозовом песчанике. 1 николь, увеличение 160 $\times$ , фото И. Ройкович.



Фиг. 14. Тонко переслоенный обломок обугленной флоры, который вдоль и поперек слоистости заполнен кремнием. Зерна пирита (светлые) рассеяны в нем. 1 николь, увеличение 80 $\times$ , фото И. Ройкович.

Кремний и карбонаты. Жилы карбонатов сопровождаются кремнием и богато обнаружены в центральной части Викартовского хребта. В стычных местах рудоносной линзы с флорой здесь развиты междуслоистые нарушения, заполненные карбонатами и кремнием, до 1 м мощностью. Часто встречаются несколько см мощные, до десятых мм также прожилки, которые можно наблюдать только в микроскопе. Карбонаты более крупнозернистые, примерно до 1—2 мм величиной, большей частью белые, серые красноватого цвета. Манометрическим анализом были подтверждены как кальцит, так и доломит (Таб. 5). Селекционным закрасиванием шлифов можно было проследить их взаимоотношения. Доломитовые жилки бывают пронизаны более молодыми кальцитовыми жилками. Карбонаты с кремнием часто сопровождаются сульфидами, особенно халькопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом. Необходимо также отметить, что эти жилки секретионного характера были обнаружены только в пространствах рудных линз. Фоссильные ветки деревьев в ядре заполнены тонкозернистым (0,05—0,1 мм) карбонатом. Кремний большей частью сопровождает карбонаты, проявляется также и в самостоятельных прожилках.

Кроме вторичных минералов урана были также обнаружены в оруденных слоях гетит, азурит и малахит.

Таб. 5. Манометрический анализ карбонатных жил

| № обр. | Кальцит | Доломит | CaO   | MgO   | CO <sub>2</sub> | Нер. ост. |
|--------|---------|---------|-------|-------|-----------------|-----------|
| UV-28  | 43,34   | 11,32   | 27,72 | 2,46  | 24,51           | 45,31     |
| UV-36  | 70,37   | 10,41   | 42,58 | 2,25  | 35,93           | 19,24     |
| UK-1   | 51,10   | 5,57    | 30,32 | 1,21  | 25,14           | 43,33     |
| UK-5   | 15,12   | 49,06   | 23,38 | 10,14 | 30,14           | 35,83     |

Анализировала: М. Надева.

### Заключения

Оруденение характеризуется тем, что оно навязывается на верхние пелитическо-псаммитические слои перми хочской тектонической единицы с линзами аркозовых песчаников с богатым детритом обугленной флоры. Скоплением детрита обугленной флоры образовалась в осадочном пространстве редукционная среда, подходящая для сингенетической аккумуляции элементов оруденения. В процессах диагенеза и эпигенеза произошло перемигрирование и под влиянием органики их концентрация.

Перевод О. ЧОРНОЙ.

### ЛИТЕРАТУРА

- BARABAS, A. — KISS, J., 1958: The genesis and sedimentary petrographic character of the enrichment of uranium ore in Mecsek mountain. Proceedings of the second UN intern. confer. on the peaceful uses of atomic energy, (Geneva), Vol. 2, p. 388—395.
- BIELEY, A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geologické práce — Správy (Bratislava), No. 34, p. 71—74.
- CEVALES, G., 1960: Erzmikroskopische Untersuchung von zehn Uranvorkommen des italienischen Perms der West- und Ostalpen. Neues Jahrb. Mineralogie Abh. (Stuttgart), Band 94, H. 2, p. 733—758.
- HLAVSKÁ, Z., 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niedere Tatra. Geol. zborník Slov. akad. vied (Bratislava), 15, No. 2, p. 227—232.
- IPPOLITO, F., 1958: The uranium-bearing formations of the sediments of the late alpine Paleozoic. Proceedings of the second UN intern. confer. on the peaceful uses of atomic energy, (Geneva), Vol. 2, p. 612—621.
- JOKANOVIC, V. — RADOSEVIC, S. — RISTIC, M., 1972: The Uranium Deposit of Zirovski Vrh. 2nd International symposium on the mineral deposits of the Alps. (Ljubljana), p. 91—93.
- KISS, J., 1960: Die Verteilung von U—Cr—V und die Rolle des epigenetischen Chromglimmers im Permkomplex des Mecsekgebirges. Földtani Közlöny (Budapest), 90, p. 73—82.
- MICHEJEV, V. I., 1957: Рентгенометрический определитель минералов. Gosgeoltekhizdat (Moskva), p. 868.
- MIROVSKÝ, J., 1968: Predbežná správa o mineralogicko-petrografické a geochemické charakteristice U-rúd ložiska Kravany. Rukopis, Archiv GPUP (Spišská Nová Ves).
- NOVOTNÝ, L. — BADÁR, J., 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nizkých Tatier. Mineralia Slovaca (Spišská Nová Ves), 3, No. 9, p. 23—41.
- PROTIC, M. — RADOSEVIC, S. — GRAD, K., 1972: Terrigene Permablagerungen als uranförende Sedimente in Slowenien, 2nd Intern. symp. on the mineral deposits of the Alps (Ljubljana), p. 77—90.
- VIRÁGH, K. — VINCZE, J., 1967: A Mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai. Földtani Közlöny (Budapest), 97, No. 1, p. 39—59.

Рецензия Б. ЦАМБЕЛА