

MINERÁLNÍ VODY ČESKÉ REPUBLIKY

pro vnitřní potřeby Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brně
a Univerzity Karlovy v Praze

Dana HAVLÍN NOVÁKOVÁ, ČGS Brno

Obsah

DOPORUČENÁ LITERATURA.....	3
1. ÚVOD.....	5
2. LEGISLATIVA.....	6
3. ZMĚNY CHEMISMU MINERÁLNÍCH VOD.....	8
4. JÍMÁNÍ MINERÁLNÍCH VOD.....	8
5. KLASIFIKACE.....	9
6. TYPY STRUKTUR MINERÁLNÍCH VOD.....	11
7. PLYNY V MINERÁLNÍCH VODÁCH.....	12
8. SEDIMENTACE NA VÝVĚRECH MINERÁLNÍCH VOD.....	13
9. LÁZEŇSTVÍ V ČR.....	13
10. UHLIČITÉ VODY.....	15
11. SULFANOVÉ (SULFIDOVÉ, SIROVODÍKOVÉ) VODY.....	45
12. SÍRANOVÉ VODY.....	60
13. FLUORIDOVÉ VODY.....	65
14. RADIOAKTIVNÍ VODY.....	66
15. CHLORIDOVÉ A JODIDOVÉ VODY.....	68
16. ŽELEZNATÉ VODY.....	75
17. ARZÉNOVÉ VODY.....	76

Doporučená literatura

Burachovič, S. – Wieser, S. (2001): Encyklopedie lázní a léčivých pramenů v Čechách, na Moravě a ve Slezsku. Nakl. LIBRI. Praha.

Franko, O. – Gazda, S. – Michalíček, M. (1975): Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. GÚDŠ. Bratislava.

Franko, O. – Kolářová, M. (1985): Mapa minerálnych vôd ČSSR 1:500 000. GÚDŠ. Bratislava.

Hanzel, V. (1998): Geologický slovník – hydrogeológia. Vydav. Dionýza Štúra. Bratislava.

Hynie, O. (1963): Hydrogeologie ČSSR II. – Minerální vody. Nakl. ČSAV. Praha.

Kovařík, P. (1998): Studánky a prameny Čech, Moravy a Slezska. Nakl. Lidové noviny.

Jetel, J. – Rybářová, L. (1979): Minerální vody Východočeského kraje. ÚÚG. Praha.

Kačura, G. (1980): Minerální vody Severočeského kraje. ÚÚG. Praha.

Kačura, G. – Květ, R. (1979): Drobné zdroje minerálních vod na Moravě. Krajské vlastivědné muzeum. Olomouc.

Kolářová, M. (1978): Minerální vody Středočeského a Jihočeského kraje. ÚÚG. Praha.

Kolářová, M. – Myslík, V. (1979): Minerální vody Západočeského kraje. ÚÚG. Praha.

Květ, R. – Kačura, G. (1976): Minerální vody Jihomoravského kraje. ÚÚG. Praha.

Květ, R. – Kačura, G. (1978): Minerální vody Severomoravského kraje. ÚÚG. Praha.

Informační systém o minerálních vodách

- pro MZd – Inspektorát lázní a zřidel, vypracováno podle francouzského vzoru, postupně zpracovávány všechny lokality, dříve v papírové formě kartotéky a nafocené na microfíších, dnes na CD. Obsahuje naskenované veškeré zprávy a analýzy, kartotéka zpráv, databáze vrtů...(V. Pelikán, Brno)
-

- Mzd. – Inspektorát lázní a zřidel www.mzcr.cz
- Svaz minerálních vod <http://www.svaz-mv.cz>
- Referenční laboratoř přírodních léčivých zdrojů
Odd. minerálních vod, Mariánské Lázně
- ČGS – Geofond /Praha/ – zprávy o hydrogeologických a balneologických průzkumech, www.geofond.cz
- obecní, městské a krajské úřady
- prováděné průzkumy struktur minerálních vod a pramenů v archívu ČGS: jednotlivé Vysvětlivky k Souboru geologických a účelových map 1:50 000; Vysvětlující texty ke geologickým mapám 1:25 000 (jen vybrané listy map) – www.geology.cz

- stáčírny minerálních vod, lázně: Karlovy Vary – Správa zřídelských a kolonád
www.splzak.cz , www.ondrasovka.cz, www.mattoni.cz, www.vincentka.cz,
www.hanacka-kyselka.cz, www.lazneslatinice.cz, www.podebradka.cz,
www.karlovastudanka.cz.....

V tisku ucelená publikace o všech minerálních vodách ČR (autor M. Janoška, nakl. Academia)

1. ÚVOD

Minerální vody jsou roztoky chemických látek; jejich mineralizace je výsledkem mnoha činitelů, které probíhají často současně. Formování minerálních vod různého složení a zdrojů ve svrchní části zemské kůry je výsledkem interakce mezi různými horninami a vodami různé geneze v různých geotektonických režimech.

Zvláštnosti ve složení a fyzikálních vlastnostech minerálních vod jsou určeny kombinací následujících hlavních faktorů:

- 1/ geneze a složení původních vod, ze kterých se minerální vody formují
- 2/ litologie kolektoru, ve kterém se voda nachází a přítomnost rozpustných solí a organické hmoty v horninách
- 3/ geotektonický strukturní vývoj, paleohydrogeologické podmínky, recentní vodní výměna a stupeň rozpustnosti solí, které se vymývají z hornin
- 4/ procesy mladých hlubinných magmatických a recentních vulkanických procesů, sycení vody plyny termometamorfního a magmatického původu
- 5/ vývoj neotektonických procesů, které tvoří hluboké zlomy a umožňují vodní výměnu mezi mělce uloženými kolektory a hlubokými vrstvami zemské kůry
- 6/ vývoj biochemických procesů v sedimentárních horninách

Minerální vody zemské kůry lze podle původu rozdělit do dvou základních skupin:

- 1/ infiltrační meteorické vody (pevninského původu)
- 2/ vody mořského původu

Jen zřídka lze minerální vodu klasifikovat jako jediný chemický či genetický typ vody. Časté jsou přechody mezi různými typy, dokonce základní zařazení, zda minerální voda je pevninského či mořského původu, nebývá jednoznačné. Kontinentální hlubinné oběhy mívají významnou složku vody mořského původu a naopak minerální vody mořského původu mohou být smíšeny s minerálními vodami kontinentálního původu. Poměry jsou dále komplikovány tím, že vody obou základních genetických typů mívají přínos CO₂ z téhož hlubinného zdroje. CO₂ se součástí minerální vody může stát v různých stádiích jejího formování.

Relikty mořské vody = syngedimentární podzemní voda bývá mořská voda, popř. voda slaných jezer, uzavřená při sedimentaci v rozsáhlých nádržích nebo čočkách v příznivých geologických podmínkách. Velmi vhodné pro zachování mořských reliktvů jsou flyšové sedimenty. Mořské vody se v uzavřených systémech metamorfují, uchovává se vedle ní také buněčná voda, vytěsněná z organismů sedimentovaných spolu s horninovým detritem. Z této organické hmoty vzniká saprofikací ropa, zemní plyn a ostatní uhlovodíky. Tyto vody byly dříve označovány jako "naftové vody", protože byly objeveny spolu se zdroji uhlovodíků v hlubokých vrtech na ropu. Pro podzemní vody v prostorové nebo genetické souvislosti s ropnými ložisky se občas používá termín „oil-field waters“ – „vody ropného typu“, ale tento termín se nedoporučuje.

Podzemní vody mořského původu se vyznačují vysokou mineralizací (několik gramů – několik desítek g.l⁻¹), chemickou facií Na-Cl, zvýšeným obsahem jodidů, amoniaku, kyseliny borité, nízkým obsahem síranů do 100 mg.l⁻¹, rozpuštěným metanem, obsahem ropných látek a aromatických kyselin (benzen, toluen, xylol).

Pochody v soustavě voda – hornina: rozpouštění, hydratace, hydrolýza, oxidace, redukce, rozpouštění kyselinami.

Metamorfóza: výměna iontů, redukce sulfátů, rozpouštění

Hlubinný přínos: přínos plynů – CO₂, H₂S, vysoká teplota

Tvorba minerálních vod může probíhat v různých etapách – např. jednoetapově (např. prostá voda se v průběhu oběhu obohacuje látkami uvolňovanými z horninového prostředí) nebo více etapově (např. postupně zvyšování teploty a mineralizace, metamorfóza, obohacování CO₂, výstup k povrchu...).

2. LEGISLATIVA

Norma **ČSN 86 8000 O Minerálních vodách** byla nahrazena

– **zákonem č. 164/2001 Sb.** (Zákon o přírodních léčivých zdrojích, zdrojích přírodních minerálních vod, přírodních léčebných lázních a lázeňských místech a o změně některých souvisejících zákonů (lázeňský zákon)).

Zákon stanoví podmínky pro vyhledávání, ochranu, využívání a další rozvoj přírodních léčivých zdrojů, zdrojů přírodních minerálních vod určených zejména k dietetickým účelům, přírodních léčebných lázní a lázeňských míst.

Hodnocení a využívání přírodních zdrojů a zdrojů přírodních minerálních vod – osvědčení podle zákona.

– **vyhláškou 423/2001 Sb.** (Vyhlaška MZd., kterou se stanoví způsob a rozsah hodnocení přírodních léčivých zdrojů a zdrojů přírodních minerálních vod a další podrobnosti jejich využívání, požadavky na životní prostředí a vybavení přírodních léčebných lázní a náležitosti odborného posudku o využitelnosti přírodních léčivých zdrojů a klimatických podmínek k léčebným účelům, přírodní minerální vody k výrobě přírodních minerálních vod a o stavu životního prostředí přírodních léčebných lázní (vyhláška o zdrojích a lázních)).

+ **příloha č. 1 k vyhlášce č. 423/2001 Sb.** Kritéria pro hodnocení zdrojů minerálních vod, plynů a peloidů

Přírodní minerální vody se hodnotí:

a/ podle celkové mineralizace jako minerální vody:

- velmi slabě mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek do 50 mg/l.
- slabě mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 50 až 500 mg/l.
- středně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 500 mg/l až 1500 mg/l.
- silně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek 1500 mg/l až 5 g/l.
- velmi silně mineralizované s obsahem rozpuštěných pevných látek vyšším než 5 g/l.

b/ podle obsahu rozpuštěných plynů a obsahu významných složek jako vody:

- *uhlíčitě nad 1 g oxidu uhličitého/ l vody.*

- sirovodíková (starší název sirná) nad 2 mg titrovatelné síry (sulfan disociovaný v různém stupni a thiosírany) / l vody.
- jodidové (starší název jodové) nad 5 mg jodidů/l vody.
- ostatní, např. se zvýšeným obsahem kyseliny křemičité (nad 70 mg/l vody), fluoridů (nad 2 mg/l vody).

c/ podle aktuální reakce vyjádřené hodnotou pH se vody rozdělují jen tehdy, jde-li o vody:

- silně kyselé – s hodnotou pH pod 3,5.
- silně alkalické – s hodnotou pH nad 8,5.

d/ podle radioaktivity jako vody radonové s radioaktivitou nad 1,5 kBq/l vody způsobenou radonem ^{222}Rn

e/ podle přirozené teploty u vývěru jako vody:

- studené s teplotou do 20 °C
- termální, a to
 - do 35 °C vody vlažné
 - do 42 °C vody teplé
 - nad 42 °C vody horké

f/ podle osmotického tlaku:

- hypotonické s osmotickým tlakem menším než 710 kPa (280 mOsm).
- isotonické s osmotickým tlakem 710 – 760 kPa (280 – 300 mOsm).
- hypertonické s osmotickým tlakem nad 760 kPa (300 mOsm).

g/ podle hlavních složek (tj. složek, které jsou v součtu součinů látkové koncentrace a nábojového čísla všech aniontů zastoupeny nejméně 20%, rovněž tak pro kationty). Typ vody se charakterizuje v pořadí od nejvíce zastoupených složek, a to nejprve pro anionty potom pro kationty.

h/ podle využitelnosti jako léčivé, pokud jich lze na základě odborného posudku využít k léčbě.

i/ podle vlastností jako stabilní, pokud jejich teplota, celková mineralizace a obsah volného CO_2 kolísá pouze v rámci přirozených výkyvů (zpravidla ne více než $\pm 20\%$) a typ vody stanovený podle písmene g/ se nemění. U vod, jejichž léčivost se opírá o určitou složku chemismu (např. J, obsah titrovatelné síry) nebo o radioaktivitu, nadřazuje se hodnocení stability této složce s kolísáním ne více než $\pm 30\%$. Minimální hodnoty nesmí klesat pod kritérijní hodnoty.

- **Vyhláška MZd 275/2004** (o požadavcích na jakost a zdravotní nezávadnosti balených vod a způsobu jejich úpravy) – sladění legislativy se právem Evropského společenství.

Přírodní minerální vodou se zde označuje i balená voda, která obsahuje nejméně 250 mg.l⁻¹.

3. ZMĚNY CHEMISMU MINERÁLNÍCH VOD

Minerální vody mohou vykazovat během času určité změny. Jsou způsobeny např. kolísáním barometrického tlaku, což se projevuje u proplyněných minerálních vod snížením vydatnosti zdroje. Změny teploty minerálních vod souvisejí se změnami teploty ovzduší.

Kolísání chemického složení minerálních vod je ve většině případů spjaté s kolísáním vydatnosti. Trvalé snižování mineralizace svědčí o vyčerpávání chemických látek nebo o vyčerpávání statické zásoby minerální vody.

Vliv atmosférických srážek se projevuje prakticky u všech zřidel, mnohdy se zpožděním několika měsíců.

Změny antropogenního původu:

- způsobem jímáním (většina zdroje se čerpá), tzn. voda přirozeně nevyvěrá na zemském povrchu, ale je jímána z hloubek před tím, než se smísí v mělké přìpovrchové zóně s prostou vodou
- nadměrnou expoloatací se snižuje celková mineralizace nebo obsah původní složky a v minerální vodě převažuje prostá podzemní voda
- kontaminace minerálních vod (bakteriologická, chemická)

4. JÍMÁNÍ MINERÁLNÍCH VOD

Správně provedené zachycení vývěřů minerálních vod přispívá ke stabilizaci jejich vlastností a tím ke stabilizaci léčebných účinků. Jímací technika se postupně vyvíjela: u starších méně využívaných pramenů lze ještě dnes najít jednoduché zpevnění stěn vývěru kameny, dřevěným roubením, fošnami a pod. Hlubší zachycení se provádělo studnami, vystrojené dřevem, které pod hladinou podzemní vody mělo velkou trvanlivost, ale v pásmu kolísání hladiny podzemní vody podléhalo rychle rozkladným procesům. Proto se rozšířilo vystrojování studní kameny, ale pro betonové konstrukce byla většina minerálních vod agresivní. K utěsnění nežádoucích přítoků prosté podzemní vody se používal dusaný jíl. U některých cenných minerálních vod s malou vydatností se často kombinovaly různé způsoby jímání (jímací kužele, drény...). V poslední době se většina minerálních vod jímá vrty, vystrojenými především anticoro nebo plastovými zárubnicemi. Protože odběr minerální vod bývá nárazovitý, zpravidla je voda akumulována ve vodojemech. Aby u některých druhů minerálních vod nenastávaly změny fyzikálních a chemických vlastností, konstruovaly se tak, aby prostor nad hladinou byl co nejmenší, případně se používají plovoucí stropy. Dnes se nad hladinou udržuje inertní atmosféra, popř. CO₂ pod tlakem.

5. KLASIFIKACE

Minerální vody se z balneologického hlediska rozdělují a hodnotí zejména podle:

- koncentrace rozpuštěných plynů
- celkové mineralizace
- hlavních iontových složek
- biologicky a farmakologicky významných součástí
- přirozené teploty při vývěru
- radioaktivity
- osmotického tlaku

Minerální vody obsahující při vývěru alespoň 1000 mg.l⁻¹ volného CO₂ se nazývají **uhličitě**.

Vody obsahující při vývěru alespoň 1 mg.l⁻¹ sulfidické síry se nazývají **sulfanové, resp. sulfidové**.

Podle hlavních iontových složek se vody zařazují do tříd podle převažujícího aniontu a do skupin podle převažujícího kationtu (podobná Alekinova klasifikace):

1. třída: vody hydrogenuhličitanové
2. třída: vody síranové
3. třída: vody chloridové
4. třída: vody s jiným převládajícím aniontem
 1. skupina: vody sodné
 2. skupina: vody hořečnaté
 3. skupina: vody vápenaté
 4. skupina: vody s jiným převládajícím kationtem

Vody obsahující při vývěru nejméně 5 mg.l⁻¹ jodidů se nazývají **jodidové** (jodové).

U fosilních vod mořského původu dochází k metamorfóze jejich složení výměnou iontů a biochemickými procesy. Např. při rozkladu mořských organismů se voda obohacuje sloučeninami jodu a amoniakalním dusíkem. Např. minerální vody z oblasti Karpat obsahují jodidy a bromidy v koncentraci až 150 mg.l⁻¹ a NH₄⁺ v koncentraci až 300 mg.l⁻¹.

Vody obsahující při vývěru nejméně 10 mg.l⁻¹ železa se nazývají **železnaté** (název vody *železité* vody je nesprávný. Větší koncentrace železa mohou být způsobeny jen železem v oxidačním stavu II, které se po vývěru oxiduje na Fe^{III} a je příčinou tvorby rezavě zbarvených sraženin a povlaků na okolních materiálech.)

Vody obsahující nejméně 0,7 mg.l⁻¹ arsenu se nazývají **arsenové**.

Pokud vody obsahují ve větší koncentraci některé další biologicky nebo farmakologicky významné látky /např. F, Cu, Mo, Zn, Li, Sr, Ba, Si/ lze je označit jako **vody se zvýšeným obsahem příslušné látky**.

Vody o teplotě při vývěru vyšší než 25 °C se v literatuře někdy označují jako **termální (termy)**.

Hypertermální voda je voda, jejíž teplota převyšuje určitou dohodnutou mez, v různých klasifikačních systémech různou (nejčastěji je dolní hranicí 40 °C).

Termální vody /termy/ mohou vznikat pouze v oblastech, které umožňují sestup podzemních vod do potřebné hloubky a následující rychlý výstup, k čemuž je nutný velký tlakový gradient. Obecně se hovoří o tzv. *geotermálních vodách*. Tyto vody s vyšší teplotou lze využít nejen v balneologii, ale i odvětvích vodního a tepelného hospodářství.

Prostá termální voda /akratoterma/ je voda, která má charakter minerální vody pouze díky své zvýšené teplotě, zatímco obsahem rozpuštěných plynů a anorganických látek se neliší od prostých podzemních vod a nesplňuje ani jiná kritéria pro zařazení k minerálním vodám. (Jánské Lázně, Teplice, Čachovice u Kadaně).

Při průměrném geotermickém stupni asi 30 – 37 m na 1 °C dosahuje teplota hornin kritické teploty vody asi v hloubce 10 km. I když voda při výstupu k povrchu část tepla ztrácí, lze na základě teploty vody přibližně indikovat hloubku, ve které bylo její složení formováno.

Vzhledem k vyšší teplotě bývá u termálních vod koncentrace rozpuštěného CO₂ poměrně nízká, avšak CO₂ v plynech doprovázejících vývěr vody na povrch může být značný a objemově může několikanásobně převyšovat jeho množství rozpuštěné ve vodě. Chemický problém geotermálních systémů spočívá v tom, že při teplotních změnách a dekompresi již v průběhu výstupu a po vývěru na zemský povrch se porušuje vápenato–uhličitanová rovnováha a vylučuje se CaCO₃, což může vést ke kolmataci pórů okolního horninového prostředí a tvorbě inkrustací v potrubí.

Zvláštní skupinu tvoří **křemičité termy**, které se vyskytují např. v Karlových Varech, s koncentrací křemíku přes 30 mg.l⁻¹.

Podle osmotického tlaku se minerální vody dělí na **hypotonické, izotonické a hypertonické**. Izotonická je voda s takovým obsahem rozpuštěných látek, kdy vykazuje stejný osmotický tlak jako fyziologický roztok NaCl o koncentraci 9,5 g.l⁻¹.

Starší klasifikace, které popisovaly genezi minerálních vod uváděly (Gazda 1974):

- **vody petrogenní**, jejichž chemismus je v úzké korelaci s mineralogicko–petrografickým charakterem prostředí jejich oběhu a detailněji se dále dělily na: karbonátogenní, sulfátogenní, silikátogenní, sulfidogenní, halogenní, hydrosilikátogenní, přechodné a polygenní.
- **vody marinogenní** – typický Na–Cl chemický typ
- **vody smíšené** – vznikly smíšením perogenních a marinogenních vod

6. TYPY STRUKTUR MINERÁLNÍCH VOD

Hydrogeologická struktura obecně je geologicky–tektonicky a hydrologicky vymezená jednotka, na kterou je vázaná podzemní voda s jejími vlastními podmínkami (přírozenými, přirozeno–umělými) pohybu a tvorby (Franko 1975).

Struktury minerálních vod je možno řešit a klasifikovat z různých hledisek:

- Podle geologického prostředí s různým typem propustnosti na struktury s pórovitou, puklinovou, krasovou a kombinovanou propustností.
- Z hlediska hydrodynamického dělíme struktury s volnou nebo napjatou hladinou podzemní vody.

Struktury minerálních vod z hydrodynamického hlediska obsahují sestupnou a výstupnou část a je možno je rozdělit na oblast:

- **infiltrační**
- **akumulační**
- **vývěrovou**

Podle zastoupení jednotlivých výše uvedených oblastí v strukturách minerálních vod, je dělíme na struktury:

- otevřené
- polootevřené
- polouzavřené
- uzavřené

Otevřené struktury mají jak infiltrační, tak akumulační a vývěrovou oblast, takže jsou stále doplňovány přirozenou infiltrací a odvodňované v přirozených pramenech a skrytých vývěrech. Odtékají z nich dynamické zásoby, tzn. vody s intenzivní výměnou. Struktury mají ale i statické zásoby, které je možno exploatovat vrty. Příkladem jsou struktury termálních vod vázané na mesozoické karbonáty.

Polootevřené struktury mají jen infiltrační a akumulační oblast, ale nejsou přirozeně odvodňované. Minerální vody se odtud jímají vrty nebo báňskými díly.

Polouzavřené struktury mají jen akumulační a vývěrovou oblast, nejsou z počátku doplňované přirozenou infiltrací, ale až v místě vývěrové oblasti. Takové struktury obsahují nejdříve jen statické zásoby, postupně dynamické. Vody je možno jímat přirozenými vývěry, vrty ve vývěrové oblasti i mimo ní. Tyto struktury jsou představovány kolektory paleogenních a neogenních psefitů a psamitů nehluboko uložené (Darkov, Číž). Geneticky patří tyto vody k marinním synsedimentárním vodám s postupně se zvětšujícím podílem petrogenních vod.

Uzavřené struktury mají jen akumulační oblast a nejsou doplňované přirozenou infiltrací a nemají ani přirozené vývěry. Je však třeba poznamenat, že absolutně uzavřené struktury neexistují, protože kapilární propojení s vodami nadloží až

povrchu existuje i přes mnoho metrů mocné komplexy. Vody lze z těchto struktur exploatovat jen vrty a jde o těžbu statických zásob.

Další klasifikace:

Franko (1975) se vývěrové struktury dělí na oblasti:

- odkryté
- poloodkryté
- polozakryté
- zakryté

Castany (1968) dělí struktury na:

- velké hydrogeologické bazény
- vrásové horské systémy
- příkopové propadliny
- aluviální sedimenty
- oblasti fundamentů
- krasové zóny

Ivanov et al. (1971):

- artéské bazény
- vrásové hydrogeologické oblasti
- hydrogeologické masívy
- naložené vulkanické bazény

Hynie (1963) klasifikuje struktury podle způsobu formování minerálních vod na:

- struktury v sedimentárních horninových komplexech s jednoetapovým formováním studených, ryze vadózních minerálních vod
- struktury geotermálních zřídél s víceetapovým (dveojetapovým, trojetapovým) formováním terem
- struktury minerálních vod, které pochází z fosilních reliktní mořské vody

7. PLYNY V MINERÁLNÍCH VODÁCH

Zdroje plynů v minerálních vodách jsou částečně v ovzduší, odkud pronikají do podzemních vod, ale větší část vzniká uvnitř litosféry.

Typy plynů:

- biochemické
- atmosférické
- chemické
- radioaktivní

Při většině reakcí se tvoří více plynů současně. Nejrozšířenější a nejvýznamnější plyny v minerálních vodách jsou CO_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , O_2 a H_2 .

Atmosférický vzduch, který prošel vodními roztoky do podzemní sféry se od vzduchu v atmosféře liší. Uplatňuje se menší rozpustnost kyslíku než dusíku ve

vodě, obsah kyslíku rychle klesá jeho vysokou chemickou aktivitou ve srovnání s dusíkem a je spotřebováván na oxidační reakce.

Významnou složkou plynů minerálních vod jsou plyny vzniklé při metamorfóze hornin zejména krystalických břidlic.

Podle převládající složky ve směsi plynů minerálních lze rozlišit 3 základní asociace:
a/ plyny s výraznou převahou CO_2 – původem převážně z vulkanické činnosti, popř. metamorfní plyn

b/ plyny s význačným obsahem H_2S organogenního původu. Tvoří se při rozkladu síranů desulfurikačními baktériemi. Dále CH_4 , CO_2 , N_2

c/ plyny atmosférického původu – převaha N_2

8. SEDIMENTACE NA VÝVĚRECH MINERALNÍCH VOD

Vývěry minerálních vod doprovází vznik různých usazenin, popř. osídlení minerálních pramenů specifickou biocenózou.

U vývěrů uhličitých minerálních vod dochází k sintrování, vzniku travertinů, pěnovců a pod; v případě horkých minerálních vod vzniká aragonit.

Usazování elementární síry lze sledovat u sirovodíkových pramenů oxidací H_2S . K vylučování zřidelných usazenin přispívají u sirovodíkových pramenů některé rostliny, řasy a bakterie (podobně u železnatých vod).

9. LÁZEŇSTVÍ V ČR

Česká republika je mimořádně bohatá na minerální prameny, které jsou využívány od hluboké historie (archeologické nálezy).

V České republice je kolem 35 lázeňských míst. Lázeňská místa a jednotlivé zdroje minerálních vod za přírodní léčivé zdroje nebo přírodní minerální vody jsou vyhlášovány oficiálně Ministerstvem zdravotnictví ve vyhláškách.

Schválené množství využitelných zdrojů přírodní minerální vody v rámci republiky je 190 l.s^{-1} , z čehož je využíváno pouze 160 l.s^{-1} (údaje Mzd z r. 2001).

Minerální vody se využívají v balneologii vnitřně (pitné kůry, injekce), ke koupelím, výplachům, inhalacím atd. Minerální vody působí chemicky (výměna látek) a fyzikálně (teplota).

Mimo minerální vody se v lázeňství využívají i **humolity** /rašeliny, slatiny, slatinné zeminy/, **bahna** a **plyny** / CO_2 /. Lze se setkat i s názvem "peloidy".

Humolity:

Rašeliny vznikají rozkladem rostlinné hmoty (převážně rašeliníku) v prostředí prosté, popř. slabě mineralizované vody.

Slatiny jsou organickou hmotou, která vznikla humifikací – tlením rostlinných zbytků, především travin a rákosovin, kterými zarůstají rybníky, mrtvá ramena řek a vodní nádrže.

Ložiska slatin jsou prosycena vodou, většinou se značným obsahem rozpuštěných solí. Slatina se může tvořit i v prostředí minerálních vod (Františkovy Lázně). Působením železitých bakterií vzniká v ložiscích těchto slatin velký obsah pyritu – při skladování zvětrává.

Slatinné zeminy jsou slatiny s významným podílem anorganického materiálu, s obsahem organických látek v sušině menším než 50%.

Bahna vznikají převážně sedimentací materiálu anorganického původu. Jsou často obohaceny z vývěrů termálních a minerálních vod sírou na sírná bahna.

Přírodním zdrojem plynu se rozumí plyn vyvěrající z podloží buď v doprovodu přírodní minerální vody nebo samostatně, popř. separovaný z uhlíkaté minerální vody. Přírodním oxidem uhličitým je plyn, který obsahuje nejméně 90% CO₂, pro aplikaci plynových injekcí nejméně 96% CO₂.

Působení klimatu v lázeňských místech

Zdroje minerálních vod jsou často vázány na hlubinné zdroje a tektonické poruchy. Po nich se minerální voda a plyny (např. CO₂) dostává k povrchu. K výronům plynů dochází často do koryt řek (lze pozorovat bublinky – Luhačovice, Teplice nad Bečvou). Tektonickými poruchami se do ovzduší dostává z geosféry také množství prvků (Na, K, Ca, Mg, Zn, Fe) a jejich koncentrace ve vzduchu jsou tak významné, že mohou mít i biologický vliv na organismus (zkoumáno v Karlových Varech).

Klimatické lázně

V klimatických lázních se nenachází zdroje minerálních vod, ale lokalita má výjimečně příznivé klima. V minulosti byla provozována léčba různými metodami např. Lázně Jeseník – Priessnitzovy metody – léčba vodou, léčba žinčicí – Rožnov pod Radhoštěm atd..

Slatinné lázně

K léčbě jsou využívány slatiny a slatinné zeminy (Lázně Bohdaneč, Lázně Bělohrad, Lázně Velichovky..).

10. UHLIČITÉ VODY

Oxid uhličitý v uhličitých minerálních vodách je obvykle hlubinného původu; vzniká pravděpodobně vlivem postvulkanických exhalací a termometamorfních procesů pochodů krystalických a sedimentárních hornin /např. termický rozklad karbonátů/; jako výsledek chemických reakcí v oxidačním pásmu hornin nebo jako produkt biochemických procesů.

Ačkoli uhličitě minerální vody Českého masívu a Západních Karpat patří k rozdílným provinciím, je pro ně společné to, že jsou vázané na kenozoický vulkanismus (neovulkanity).

Uhličitě minerální vody Českého masívu jsou součástí rozsáhlé střeoevropské provincie, která se táhne z Francie přes pohoří Eifel, Rhön a Harz, Smrčiny a dále do Polska.

Topografické rozložení je podmíněné vztahem k výrazným labilním zónám na rozhraní jednotlivých bloků platformy českého masívu. Na SZ je to podkrušnohorský zlom /ohárecká riftová zóna/, který je dlouhý 100–150 km a široký 10–20 km. Na ohárecký rift jsou vázány uhličitě minerální vody v chebské a sokolovské pánvi (*Mariánské Lázně, Františkovy Lázně, Karlovy Vary...*)

Na lužický zlom, probíhající napříč Evropou ve směru SZ – JV, jsou vázány vrstevní akumulace uhličitých minerálních vod např. *Poděbrady*.

Uhličitě minerální vody Západních Karpat jsou součástí nejrozsáhlejší, evropsko-asijské, resp. alpsko-himalájské zóny uhličitých vod. V Evropě jsou tyto vody rozšířené v Itálii, na území bývalé Jugoslávie, ve Francii, Švýcarsku, Rakousku, na Slovensku, Polsku, Maďarsku, Rumunsku, Bulharsku, Řecku, Turecku, na Kypru a na území bývalé SSSR /Kavkaz./. I v Západních Karpatech je topografické rozšíření uhličitých minerálních vod podmíněné hluboko zasahujícími zlomy na rozhraní jednotlivých bloků. Na celém území se k nim přidávají seizmicky aktivní zlomy (záhorskohumenský hlubinný zlom, resp. bradlové pásmo, který odděluje vnější Karpaty od vnitřních a v Moho-diskontinuitě je v této zóně pozorovaný více než 10 km skok) a další méně významné zlomy (nezdenický). Na toto pásmo a jeho okolí jsou vázány uhličitě m. vody na východním Slovensku, v Pováží a Trenčína.

Uhličitě vody Českého masívu a Západních Karpat patří k vodám atmosférického, atmosféricko-smíšeného a marinně-smíšeného původu.

K *atmosférickému původu* patří minerální vody v širším okolí *Mariánských lázní*, v západosudetské a moravsko-slezské oblasti, v Nízkých Tatrách, záp. části Slovenského Rudohoří, ve flyšovém pásmu, v bradlovém pásmu (Trenčín a okolí), panonských a vnitrokarpatských pánvích na Slovensku.

Uhličitě vody *atmosféricko-smíšeného původu* se vyskytují v pánevních strukturách ve flyšovém a bradlovém pásmu. Typickými představiteli těchto vod jsou "kyselky" v cenomanu české křídly (*Poděbradská žídelní struktura*), uhličitě m. vody na *Slánsku* a

Lounsku, studené uhličitě m. vody v chebské a a teplé uhličitě m. vody v sokolovské pánvi.

Uhličitě m. vody marinně–smíšeného původu jsou rozšířené v Západních Karpatech v panonských pánvích na Slovensku a ve flyšovém pásmu (*Luhačovická provincie minerálních vod*).

Po vývěru na povrch se CO₂ z vody uvolňuje; ve studních nebo v okolí pramenů uhličitých vod v uzavřených místnostech se uvolněný oxid uhličitý shromažďuje u dna. Pozor při průzkumech pramenních jímek a ostatních jímacích zařízení!

V některých lokalitách uhličitě minerální vody jsou zachyceny nejen prameny a vrty, ale i samovolně vyvěrají např. ve dnech říčních koryt, kde je možno pozorovat unikající CO₂ (*Luhačovice, Teplice nad Bečvou*).

Léčebné indikace uhličitých minerálních vod:

UHLIČITÉ KOUPELE

- vstřebávání CO₂ pokožkou, během koupele dochází k roztažení cév, poklesu krevního tlaku a po proceduře k vyrovnání – cílený trénink krevního oběhu
- uklidňuje se nervový systém

SUCHÉ UHLIČITÉ KOUPELE PLYNOVÉ

- suchá koupel probíhá v místnosti, kde je vysoká koncentrace CO₂ u země asi 60 cm nad podlahou
- CO₂ se vstřebává povrchem kůže
- choroby oběhu dolních končetin

PLYNOVÉ INJEKCE

- jedna aplikace 50–100 ml CO₂
- vstřebává se pod kůží
- artrózy, poruchy prokrvení, zánět žil, choroby srdce
- rozšíření cév, uklidnění nervového systému

LOKALITY UHLIČITÝCH MINERÁLNÍCH VOD V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTKÁCH

postupně od SZ k JV ČR

Uhlíčné vody se vyskytují téměř ve všech geologických útvarech a v různých typech hornin. Podmínkou jejich vzniku je vhodná struktura, zejména přítomnost hluboko sahajících zlomů, umožňující přívod hlubinného CO₂.

Krkonoško-jizerský masív

U osady Proseč nad Nisou se nachází plnirna *Vratislavické kyselky*. Asi 100 m k V jsou dnes ? využívané vrty HJ-8 a TV-4. Území je tvořeno libereckou žulou a patří k z. okraji krkonoško-jizerského variského žulového masívu. Hynie (1963) považuje zvýšený obsah kobaltu a niklu za příznak původu mineralizace z předvariských, tj. kaledonských krystalických břidlic pláště žulového masívu. Kyselka vystupuje po drcené permokarbonské melafyrové žíle, která byla odkryta ve výkopové jámě u plnirny a provrtána šikmým vrtem SV-1 (nepravá mocnost 4,25 m). Melafyrové magma vystoupilo k povrchu po tektonické linii směru ZSZ-VJV, která byla při mladších tektonických pohybech saxonských omlazena a otevřena. Opakování pohybu na poruše dokládá drcení melafyru. Hlubinný dosah, tedy možnost výstupu hlubinného CO₂, potvrzuje výskyt hydrotermálního křemene, který tmelí podrcený melafyr.

Původní pramen *Rudolf* byl znám od roku 1864. Tehdejší zachycení kyselky bylo mělké a nezaručovalo jímání bez mísení s prostými vodami. Došlo proto k poklesu vydatnosti a kalení vody. Různé reparace a zdokonalení jímání se uskutečnily v letech 1892, 1902, 1913, 1928–1929, 1930 a 1942. Obvykle je bezprostředně předcházel úbytek vydatnosti kyselky, provázený jejím kalením.

V roce 1913 byl přímo v prostoru kotelny vyhlouben vrt, z něhož se jímala kyselka (byl nazván *Weberův pramen*). Kyselka z vrtu přepadala několik metrů pod terénem ve vyhloubené manipulační jímce. Plnění se provádělo ruční plničkou. Vrt byl likvidován zabetonováním v roce 1960. V letech 1928–1929 byly vyvrtány dva mělké jímací vrty F a G neznámé hloubky, jejichž celková vydatnost byla 8–9 l/min.

Způsob plnění pouze z volně přepadající vody se udržel i po roce 1952, kdy byl před vchodem do plnirny vyvrtán vrt hluboký 24 m. V úseku 18–24 m však byla zastížena podzemní voda s vysokou koncentrací Fe²⁺ a naopak tak nízkým obsahem CO₂, že vlastně nešlo o kyselku; proto byl tento úsek zacementován. Přeliv kyselky o vydatnosti 0,12 l/s byl zachycen v jímce hluboké 9 m, o půdorysu 5x5 m. Obsah iontů železa nepřesáhl 1–2 mg/l. Při tomto způsobu zachycení vznikaly v okolních sklepech do vzdálenosti 50 m od vrtu výrony CO₂.

V roce 1894 byla kyselka (pramen *Rudolf*) úředně vyhlášena za léčivou (výnosem 18 880 bývalého c. a k. mistodržitelství). Původně byla využívána i pro lázeňskou léčbu (dobu, popř. důvod ukončení, ani indikace se nepodařilo zjistit). Asi do roku 1915 byl provozovatelem plnirny Wuddrak a spol., později Josef Weber. Kyselka se plnila pod značkou *Weberovka*.

Plnil se pouze samovolný přepad, vyvedený několik metrů (až 9 m) pod terénem; obsah rozpuštěného železa nepřesahoval 1–2 mg/l.

Jánské lázně : minerální uhličitá voda z vrtů Janův a Černý dosahuje 27 °C. Původní Hlavní pramen už neexistuje.

Uhličitá minerální voda vyvěrá i v *Lázních Libverda*.

Podkrušnohorská oblast – sever

Za hlavní hlubinný přívod CO₂ do celé podkrušnohorské oblasti je pokládán litoměřický zlom. Při jeho křížení s hlubinným zlomem brandovským je známa skupina kyselky v okolí *Loun* a v *Břvanech*. Vlastní výstup a akumulace uhličitých minerálních vod ve *Břvanech* je podmíněna hrást'ovitou stavbou. Při křížení litoměřického zlomu s říčanským zlomem byla vrtem zjištěna uhličitá minerální voda v *Košticích*; dále k SZ je na říčanském zlomu uhličitá voda v *Bílině*. její bezprostřední výstup v údolí řeky Bíliny je podmíněn lokálními podmínkami stavby území, kde povrch hrást'ovitě uloženého krystalinika vychází až k erozní bázi.

Klášteřec nad Ohří

Uhličitá voda v *Klášteřci nad Ohří* vystupuje při křížení kladenského zlomu s krušnohorským zlomovým pásmem. Výskyt uhličitých solanek s celkovou mineralizací nad 50 mg.l⁻¹, zjištěných v permokarbonských kolektorech vrtem v *Brňanech* je pravděpodobně ve spojitosti s blízkostí zdického zlomu. Podobně se váže výskyt uhličitě solanky ve vrtu v *Bechlíně* na blízkost průběhu cínoveckého zlomu.

Při okraji Doupovských hor vyvěrá v čedičích uhlič. m.v u *Kojetína*.

Jižně od krušnohorského zlomového pásma vyvěrají v rulách uhlič. m. v. v *Klášteřci nad Ohří* a v *Bílině*. V krystalickém podloží vznikají též kyselky vyskytující se v pruhu krušnohorského směru, od *Očihova* a *Vrutku* přes *Liběšice*, *Tvršice* a *Břvany* do *Loun*. V těchto lokalitách se uhlič. miner. vody akumulují jednak v permských horninách (*Očihov*, *Vroutek*, *Liběšice*) a jednak v křídových kolektorech (*Břvany* a pravděpodobně též *Tvršice*).

V *Lounech* je známa skupina vrtů jímajících kyselky akumulované v křídových sedimentech a termální kyselka, zjištěná hlubokým vrtem v hydrotermálně metamorfované žule tiského typu.

Výše uvedené kyselky buď vystupují jako prameny nebo byly zjištěny v relativně mělkých vrtech, hlubokých do 200 – 300 m v různých typech hornin. Jde o uhličitě minerální vody

C–Na chemického typu. Některé uhlič. m.v. jsou C–Ca typu (*Břvany*).

Bílina

Bílinská uhličitá minerální voda vystupuje po puklinách v biotitických a dvojslídnych ortorulách s přechody do migmatitů a představuje nejvýhodnější výskyt uhličitě minerální vody v krušnohorské soustavě. Mineralizace miner. vody vzniká v rule působením vody s rozpuštěným CO₂ na alumosilikátové systémy. Zvýšení obsahu

chloridových a fluoridových iontů je vázáno na rozklad slíd. Hloubka tvoření kyselky je řádově několik set metrů.

Lázně Bílina nefungují, v provozu je pouze stáčírna *Bílinské kyselky*.

Teplice

Nejvýznamnějšími zdroji uhličitě minerální vody v Teplicích je *Pravřídlo* a *Horský pramen*.

Teplické termální vody vyvěrají v kře teplického křemenného porfyru jižně od okrajového zlomu podrušnohorské propadliny. Jejich vznik a oběh je vázán na teplický křemenný porfyr, který je porušen soustavou zlomů krušnohorského směru a zlomů sudetského směru, po nichž probíhal pohyb v menší míře, ale docházelo k rozevírání puklin.

Za oblast infiltrace se pokládá krušnohorská kra křemenného porfyru, kde po otevřených zlomech dochází k sestupu, proudění podzemní vody. Při pohybu v puklinovém systému se ve velké hloubce formuje termální voda. Terma Horského pramene je v nejvyšší fázi svého výstupu obohacována vodami z bazálních křídových slepenců a brekcií, popř. z nejvyšší části křemenného porfyru, kde jsou akumulovány minerály, které se tam vysrážely v místech původního rozptylu termy při jejím míšení s vodami s převahou iontů Ca^{2+} , SO_4^{2-} a HCO_3^- . Výsledkem je obohacování termy zvláště radonem.

K radikální změně zachycení pramenů došlo pro průvalu vod na dole Döllinger v r. 1879. Došlo ke snížení výtlačné hladiny termy a proto bylo nutno jímat minerální vodu hlubšími díly.

V letech 1967 – 1973 byl vybudován nový vrt Tp-28, hluboký 972 m, který zachytil v hloubce puklinu s vystupující termální vodou.

Nález horkých léčivých pramenů je datován již do roku 762. Další vývoj zařadil Teplice mezi nejstarší lázně v Evropě. V Pravřídle byly nalezeny římské mince. Jejich sláva dosáhla celoevropského rozměru, za což hovoří mnohé slavné osobnosti, které využili léčivosti teplických pramenů. Mezi nejslavnější návštěvníky patřil Goethe, Beethoven, Chopin, Liszt.

Podkrušnohorská oblast – západ, krystalinické oblasti

Oblast studených uhličitých minerálních vod je podmíněna výstupy CO_2 po tektonických liniích převážně Českého lesa. Za hranicemi ČR jsou známy uhličitě minerální vody z oblasti Vogtlandu, kde jsou lázeňsky využívané zdroje v *Bad Elster* a *Bad Brambach*, v okolí *Neu Alberreuth* a ve Smrčinách lázně *Alexandersbad*.

Na našem území jsou uhličitých minerálních vod na S od chebské pánve v krystaliniku Smrčin ve v. části Ašského výběžku (*Doubrava*) a v okolí Plesné a v krystalinickém hřbetu mezi chebskou a sokolovskou pánví.

Jižně od podkrušnohorského prolomu jsou četné vývěry uhličitých minerálních vod patřící do *mariánskolázeňské zřídelní oblasti*, samotné *Mariánské lázně* a *Lázně Kynžvart*. Hojné uhličitě minerální vody se vyskytují na náhorní plošině Slavkovského lesa a na Tepelské plošině se zdroji v *Pramenech*, *Louce (u Bečova)* a u *Číhané*.

Lázně Kynžvart – dnes dětská léčebna (zlepšení imunitního systému).

Louky u Bečova – Grünská kyselka (grün=louka), stáčená firmou Karlovarské minerální vody, a.s. jako Magnesia. Nezvyklý obsah hořčíku.

Oblast minerálních vod pokračuje k východu k Otročinu, Konstantinových Lázní a na Tachovsko.

Mariánské lázně

Studené minerální vody v Mariánských lázních a okolí mají teplotu 7–11 °C, obsah CO₂ až 3200 mg.l⁻¹. Režim uhličitých minerálních vod je napojen na oběh prostých podzemních vod, minerální vody vznikají v místech trvalého příronu juvenilního CO₂. Pásmo tvorby minerálních vod je v hloubce několika desítek metrů až 200 m, odkud minerální vody vystupují k povrchu po propustných puklinách.

Chemické složení jednotlivých zdrojů minerálních vod je pestré, byly rozlišeny 3 základní chemické typy.

Věhlas Mariánských Lázní je založen na bohatství přírodních léčivých zdrojů. Před více než 200 lety bylo údolí, v němž leží Mariánské Lázně, plné bažin a slatin, kolem se rozprostíraly nepropustné lesy. Četné zde vyvěrající prameny odtékaly bez užitku. Jejich léčivé účinky byly známy mnichům tepelského kláštera, kteří nechali provést chemickou analýzu jednotlivých pramenů, vyčistili je a zprovoznili přístupové cesty. Jednotlivé minerální prameny se začaly jímat a užívat k pitné kúře a k minerálním koupelím. Roku 1818 bylo místo prohlášeno veřejným lázeňským městem, začali přijíždět první návštěvníci a sláva lázní se začala šířit do celého světa.

V širším okolí vyvěrá přes sto minerálních pramenů, ve městě samotném kolem čtyřiceti. První jména pramenů uvádí roku 1766 Johann Josef Zauschner: Ambrožův pramen (podle tepelského opata Ambrože), Křížový pramen (podle vytesaného dřevěného kříže, který stál vedle pramene), Rudolfův pramen (podle korunního prince a následníka trůnu Franze Josefa I. – Rudolfa) a Mariin pramen (podle mariánského obrazu, visícího v blízkosti pramene). Všechny zde vyvěrající léčivé prameny jsou studené kyselky, jejichž teplota kolísá mezi 7 a 10 stupni Celsia. Relativně vysoký je obsah dvojmocného železa (10 – 40 mg/l). Okolnost, že tyto tak rozdílné prameny vyvěrají na malém území, dokonce často těsně vedle sebe, je balneologickou raritou. Výrazná rozdílnost v chemickém složení pramenů umožňuje ovlivnit již samotnou pitnou léčbou celou řadu nemocí různých orgánů. Množství vody ordinované pro pitnou kúru se pohybuje podle diagnózy a stavu pacienta – zpravidla 3/4 litru denně. Minerální prameny se užívají také k inhalacím a k minerálním koupelím. Koupele snižují krevní tlak, zlepšují činnost srdce i ledvin, zlepšují prokrvení mozku a dolních končetin.

Chebská pánev

Uhličitě minerální vody v chebské pánvi jsou vázány na sedimenty spodního písčito-jílovitého souvrství, ve slojovém pásmu a v bazálních částech *cyprisového souvrství* františkolázeňské a oldřichovsko-pochlovické dílčí pánve. V blízkosti příčné dislokační zóny (Nebanice – Hájek) jsou uhličitě vody přítomny v celém profilu terciérní výplně pánve, včetně pliocénu. Cyprisové souvrství má v chebské pánvi zajímavou funkci – obecně je považováno za izolátor, avšak tuto funkci vykonává dokonale jen v jádrech tektonických ker, kde není příliš rozpukáno. Naopak, v místech tektonického postižení jeho propustnost rychle stoupá a např. v okolí Jesenické přehradní nádrže je průměrná transmisivita okolo $4,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Hlavní cestou přívodu uhličitých minerálních vod z krystalinického podloží pánve je kontakt granitů smrčinského masívu a fylitů arzberské skupiny v místech křížení s příčnými mladšími zlomy sz. – jv. směru. Uhličitě vody, vzniklé mísením s vodou geneticky odlišných typů, vytvářejí v bazálním kolektoru centrální části chebské pánve kolektor minerálních vod poměrně nepravidelného tvaru. Mladá příčná tektonika umožňuje odvodnění minerálních vod napříč celým sedimentárním profilem až na povrch. Vytváří se složitý hydraulický systém v rozdělených tektonických krátech s rozdílnými podmínkami cirkulace vod. Existence četných přelivů spodního kolektoru do svrchní hydrodynamické zóny a dosud neporušený hydraulický stav pánve umožnily vnik spojeného rovnovážného hydraulického systému s odvodněním podzemních vod v místech regionální erozní báze.

Uhličitě vody v neogénu chebské pánve jsou studené, bez jiných specifických složek nebo místy s vyšším obsahem železa.

Františkovy lázně

Uhličitě minerální vody S–C–Cl typu s maximální hodnotou celkové mineralizace $23 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, vyvěrající v okolí Františkových lázní, jsou charakteristickými vysokými obsahy železa a SiO_2 . Františkovy lázně leží na území chebské pánve, 4 km od Chebu, v nadmořské výšce okolo 450 m n.m.

Geneze pramenů je vázána na štěrky a písky spodního jílovitopísčitého souvrství, ve Františkových lázních zastoupené převážně písčitou facií.

V současné době je ve Františkových lázních využíváno 22 jímacích objektů s minerální vodou, z nichž 11 vrtů jímá minerální vodu ze sedimentů slojového pásma a spodního jílovitopísčitého souvrství a zbývajících 11 objektů tvoří mělce zachycené prameny.

Prameny se podle lokalizace vzhledem k lázeňskému centru dělí na skupiny východní, centrální a západní. Balneologicky je nejvíce využita a skupina centrálních pramenů. Minerální vody se využívají pro léčení ženských chorob, nemocí oběhového a pohybového ústrojí a poruch látkové výměny.

Jednotlivé prameny minerálních vod mají různou celkovou mineralizaci, rozmanitý je poměr jednotlivých iontů, odlišná intenzita syčení CO_2 a rozdílné tlaky v jímaných kolektorech. Teplota uhličitě vody se pohybuje od $8,4 \text{ }^\circ\text{C}$ u mělkých objektů a $13 \text{ }^\circ\text{C}$ u vod jímaných vrtů.

Vybrané prameny:

- východní skupina: Natálie, Herkules, Štěpánka, Žofie, Bossův
- centrální skupina: Cartellieri, Železnatý, Palliardi, Solný, Luční, Nový, František, Loiman, Luisa, Studený, D–XIV, Adler, Glauber III, Glauber IV–
- západní skupina: Kostelní, Glauber I, Glauber II, Sluneční, Západní

V současné době stáčí a lahvuje podnik Minerální vody Františkovy Lázně, a. s., minerální vodu pramene Štěpánka pod obchodním označením Steffany.

V pokračování východní skupiny pramenů jsou známy výskyty uhličitých minerálních vod u *Kaceřova*, *Hluboké*, *Mlýnku*, *Hzína* a *Skalné* na hranicích se SRN. Při jižní hranici chebské pánve jsou evidovány vývěry u *Ždírnice* a *Milíkova*. Západně od Chebu je pramen v *Krapicích*.

Hájek – Soos

Území národní přírodní rezervace leží asi 6 km od Františkových lázní. Soustřeďuje se zde velké množství vývěrů uhličitých minerálních vod a výronů CO₂.

Obě části mají stejnou vrstvu humolitu, v severní části vzniklo ložisko rašeliny, v jižní části, téměř bezodtoké, se vytvořily podmínky pro vznik křemeliny (diatomitu). Stálý přítok minerálních vod způsobil zvýšení salinity, která umožnila život rozsivek.

Celková vydatnosti podzemních vod je zde 9 – 10 l.s⁻¹ a jde o vody uhličitě se střední celkovou mineralizací a chemismem podobným františkolázeňským vodám. Bylo zde zjištěno na 200 výronů minerálních vod a suchého CO₂.

Je zachycen pouze jeden vývěr – *Císařský pramen*.

Sokolovská pánev

Uhličitě minerální vody v neogénu sokolovské pánve dosahují teplot 35 – 36 °C a vystupují z podloží sokolovské pánve v okolí *Jehličné* a *Královského Poříčí*. Tvoří akumulaci ve starosedelském souvrství na bázi terciérních sedimentů na ploše kolem 6 km². Centrum výstupů těchto vod je v místech, kde se křížuje příčná elevace podloží s podélnými zlomy a vytváří tak nejprůzračnější podmínky pro výstup termálních vod s hlubokým oběhem, syčených CO₂. Plošný rozsah druhotné akumulace termálních uhličitých vod v dobře propustných pískovcích a slepencích starosedelského souvrství na bázi terciéru sokolovské pánve je podmíněn hydrochemickým vztahem k slabě mineralizovaným infiltračním vodám, sestupujícím při bázi terciéru z okrajů pánve. Obsah CO₂ v minerální vodě přesahuje 1500 mg.l⁻¹, běžně kolem 2000 mg.l⁻¹, byly zjištěny i obsahy nad 4000 mg.l⁻¹. Termální uhličitě minerální vody v neogénu sokolovské pánve patří ke stejné hydrochemické skupině jako vody františkolázeňské a karlovarské; liší se však teplotou, stupněm mineralizace, vyšším obsahem alkalických zemin a nižším obsahem SiO₂.

Termální vody bazálních terciérních sedimentů sokolovské pánve jsou odvodňovány čerpáním v dole Marie Majerové, kde byly poprvé zjištěny při hloubení šachty a ražení chodeb ve sloji Josef v letech 1898 – 1901. Průvalové vody měly při maximální vydatnosti 170 l.s⁻¹ teplotu 28 – 31 °C. Po průvalu (se zpožděním 3 měsíců) došlo v

Karlových Varech k pozvolnému poklesu vydatnosti karlovarských pramenů. Vztah karlovarských termálních vod k průvalu uhličitých termálních na dole M. Majerová byla studována řadu let, byly zatopeny důlní prostory a vytvořil se nový režim podzemních vod. Ochranná opatření pro lázně Karlovy Vary vycházejí právě z možnosti ovlivnění karlovarských vod čerpáním uhličitých vod v sokolovské pánvi. Hlubinný důl Marie (Marie Majerová) byl pro těžbu uzavřen v r. 1991.

Uhličitě termální vody v sokolovské pánvi se nevyužívají, protože jsou čerpány zároveň s důlními vodami.

Uhličitě křemičité termy

Nejvýznamnější a světově proslulé vody v Západočeském kraji jsou křemičité uhličitě termy Karlových Varů. Vyvěrají v j. části karlovarského žulového masívu jižně od okraje podkrušnohorského příkopu v místě křížení výrazného poruchového pásma, které prochází územím karlovarských terem od J k S s tzv. karlovarskou vřídlní linií sz. - jv- směru.

Výskyt minerálních pramenů v Karlových Varech je omezen na úzké pásmo v údolí řeky Teplá. Termální prameny se dělí na 2 skupiny odlišné podle podmínek vývěru a teploty na - vřídlní (soustředěny kolem hlavního pramene) Vřídla pod kostelem sv. Magdaleny. Mají vysokou teplotu a velkou vydatnost.

Druhá skupina - tzv. malé karlovarské prameny - jsou rozptylem hlavního výstupového proudu termy ve vřídlních pramenech. Mají nižší teplotu a malé vydatnosti.

Minerální vody v Karlových Varech jsou nejteplejší v Českém masívu, dosahují až 72 °C , patří k C-S. Cl typu a mají jednotný chemismus a mineralizaci (kolem 6 g.l⁻¹). Vyznačují se nízkým obsahem železa, zvýšeným obsahem fluoridů a SiO₂. Obsah plynné složky - CO₂ - a objemově několikanásobně převyšuje množství minerální vody.

Kyselka

KDE TO ŽIJE, TAM JE MATTONI!

Lázně Kyselka leží na pravém břehu řeky Ohře poblíž jejího soutoku s Lomnickým potokem v nadmořské výšce kolem 340 metrů. Ve svahu vrchu Bučina je zachycen vývěr nejznámějšího pramene Otto. Zřídlní struktura je v Kyselce odvodňována prameny Alžběta, Josef, Otto a Löschner. Prameny Kyselky jsou typem mělčí zřídlní struktury s třífázovým formováním minerální vody, s příronem CO₂ ve druhé fázi.

První fází geneze minerální vody je pomalý sestup vádózní vody, jež se mineralizuje z okolních hornin. Sestupné proudy vody se vzdouvají na linii východního pokračování ohareckého zlomového pásma. Zde se proudy mísí s CO₂, který sem proniká od jihu z Doupovských hor. Proplyněná minerální voda pak získává další

mineralizaci z horské žuly karlovarského žulového masívu. Minerální voda se tvoří v hloubce cca od 125 do 230 metrů; je slabě mineralizovaná hydrouhličitanosodná studená. Ve smyslu balneologické klasifikace patří tyto vody ke skupině slabě mineralizovaných uhličitých vod bez specifických prvků. Minerální voda v Kyselce má výrazně zvýšený obsah fluóru.

Roku 1867 si vývoz Ottova pramene od hraběte z Neubergu pronajal karlovarský vývozce minerální vody Heinrich Mattoni (1830 – 1910). O 6 let později Mattoni získal celou Kyselku koupí od hraběte Černína. S obdivuhodnou energií zahájil velkorysou výstavbu lázní a vývoz Ottova pramene. Nechal v Kyselce vybudovat moderní stáčírnu a expedici minerálky s obytnými budovami a sklady. Následovaly stavby lázeňských domů, hotelů, promenád, kolonády a vodoléčebného ústavu. Mattoni investoval též do nového jímání pramenů. V roce 1894 vystavěl železniční linku Vojkovice nad Ohří – Kyselka. Mattoni byl zdatným obchodníkem a mistrně ovládal umění reklamy. Vývoz Mattoniho kyselky vystupňoval z 250 000 lahví v roce 1867 na 10 miliónů lahví ve svém úmrtním roce 1910. Již kolem roku 1880 patřila Mattoniho kyselka k nejznámějším minerálním vodám světa. Svou dobrou pověst si zachovala až do současnosti. Heinrich Mattoni kolem roku 1890.

Hvězda lázní Kyselka vyšla v období romantismu. Ten přinesl módu objevování a uctívání přírodních scenérií. Již kolem roku 1800 započal fenomén tzv. lázeňské turistiky. Ačkoliv se Heinrich Mattoni vždy snažil vytvořit z Kyselky kvetoucí lázně, musel se pro své zamilované údolí spokojit s rolí idylického výletního místa pro hosty Karlových Varů. Obrovský ekonomický význam nejen pro Kyselku měl rychlý rozvoj železniční sítě v regionu Karlovarska po roce 1870. Rychlá a levná doprava železnicí přinesla kolem roku 1900 rekordní export kyselky a značné zisky z jejího prodeje. Vrchol rozvoje Kyselky spadá do let krátce před 1. světovou válkou. Totéž platí i pro osudy Karlových Varů, Mariánských Lázní a Františkových Lázní. První světová válka byla tragickým milníkem i pro historii lázeňství. Co se týče vývozu vody, má Kyselka oproti Karlovým Varům zajímavé specifikum. Karlovy Vary byly nejdříve založeny, postupně se staly známými lázněmi a teprve poté započal vývoz jejich minerální vody (1844). V Kyselce tomu bylo naopak. Zdejší voda se nejdříve rozvážela a teprve následně došlo k rozvoji obce a její infrastruktury.

Počátky vývozu minerálních vod v regionu západočeských lázní spadají do průběhu 15.–17. století. Až 18. století však přineslo systematický velkoexport kyselek. Tyto vody se již od středověku plnily do hliněných, kameninových, skleněných a dřevěných džbánek a lahví. Skleněné láhve se pro svou drahotu až do roku 1860 užívaly jen málo. Vývozní nádoby byly opatřovány raženou či tlačenu značkou vody. Uzávěry džbánek a lahví byly až do sklonku 18. století vesměs cínové. Až v roce 1789 se začaly vyrábět absolutně těsné uzávěry z korku. Minerální voda z Kyselky se již na sklonku 18. století prodávala v Rakousku a Maďarsku. Udává se, že v roce 1798 bylo do Vídně a Budapešti vyvezeno 240 000 džbánek kyselky. Export kyselky začal růst až vlivem obchodní politiky firmy Mattoni po roce 1867. V roce 1869 činil export 331 449 lahví, kolem roku 1880 se pohyboval kolem 3 miliónů

lahví ročně, v roce 1901 čítal již 9 miliónů lahví. Po roce 1868 se i v Kyselce zavedlo plnění vody do skleněných lahví. Ty se začaly vyrábět strojově a tudíž zlevnily. Na láhve se začaly lepit tištěné papírové etikety s červeným orlem, symbolem z Mattoniho znaku.

Až do roku 1945 bylo rozesílatelství kysibelské vody v majetkovém držení akciové společnosti Heinrich Mattoni AG. Po druhé světové válce byl podnik zestátněn a provozován jako závod karlovarské firmy Západočeská zřídla. Ta byla po roce 1989 přeměněna na akciovou společnost Karlovarské minerální vody, jejíž divizí je v současnosti moderní stáčecí závod v Kyselce, vybudovaný na sklonku osmdesátých let. Jeho výrobní kapacita umožňuje pokrývat stále vyšší poptávku po Mattoniho kyselce.

Lázeňský komplex budov kromě stáčírny je ale už v dezolátním stavu, stejně jako vývěr minerální vody pro veřejnost.

Majetkové poměry areálu jsou komplikované.

Minerální vody lahvované Karlovarskými minerálními vodami, a.s.: Mattoni a Magnesia.

Permokarbon (středočeský)

Další skupinou uhličitých minerálních vod jsou vody *Na-Cl* typu – uhličitě solanky až rosoly např. z vrtu Be-1 Bechlín (v granitu a dioritu a spodním šedém souvrství permokarbonu) a ve vrtu Br-1 Brňany (ve spod. červeném a svrch. šedém i červeném souvrství permokarbonu). Ve vrtu Ko-1 Košnice, hlubokém 1100 m, byl zastižen přítok vody *Na-Cl* typu s celkovou mineralizací přes 10 g.l⁻¹.

Uhličitě vody, silně mineralizované, *Na-Cl* typu byly čerpány i z úseku 905 – 1135m na výzkumném vrtu ve Stránce (u Mšena) z pískovcových poloh sp. červeného a sp. šedého souvrství permokarbonu. Vydatnost obzoru byla velmi nízká.

Uhličitě minerální vody se vyskytují na Slánsku v hlubokých uzavřených tektonických krách.

Česká křídlová pánev

Uhličitě minerální vody se vyskytují v rozsáhlém území mezi Hradcem Králové a Pardubicemi na východě a Libání a Českým Brodem na západě. Vytvářejí souvislou akumulaci vázanou na bazální křídlové pískovce cenamanu. Hydrodynamicky jsou součástí celého hydraulického systému podzemních vod bazálního křídlového kolektoru.

Uhličitě minerální vody se vyznačují obsahem CO₂ nad 1g.l⁻¹, zvýšenými obsahy síranů a mírně zvýšením obsahem chloridů.

Nejvýznamnější oblast těchto minerálních vod je Poděbradská zřídelní struktura.

Poděbradská zřídelní struktura je významným zdrojem uhličitým minerálních vod v České republice. Do této oblasti nepatří pouze lázeňské exploatační objekty přímo v

lázních ve městě Poděbrady, ale i objekty v širším okolí, využívané pro plnění minerální vody firmy Poděbradka, či k odběru minerální vody pro veřejnost.

Celková velikost zájmové oblasti dosahuje asi 900 km². Město *Poděbrady* se nachází 50 km východně od Prahy. Zřidelní struktura se rozprostírá mezi Lysou nad Labem a Českým Brodem na západě a Městcem Králové a Starým Kolínem na východě.

Lázně Poděbrady leží v rozsáhlé rovině na břehu Labe v nadmořské výšce kolem 190 m. Uhličitě minerální vody jsou studené, slabě mineralizované, smíšeného typu a používají se na léčbu nemocí ústrojí oběhového – revmatické karditidy, vad chlopní, vrozených srdečních vad s oběhovou insuficiencí, anginy pectoris, stavů po infarktu myokardu, hypertenzní nemoci, onemocnění srdečního svalu, cor pulmonale, kornatění tepen, neurocirkulační astenie, arterioskleróz končetinových tepen ve stadiu ucpání, stavů po embolii periferních tepen, vazomotorických neuróz s vyloučením lehkých iniciálních stavů, stavů po trombózách a tromboflebitidách periferních žil, stavů po srdečních operacích. Onemocnění se léčí pitnými kúrami, přírodními uhličitými koupelemi, vodoléčbou a dalšími metodami.

Původem jsou poděbradské kyselky infiltrační vody, s pásmem vzniku převážně v sedimentech cenomanu, kde dochází k syčení vod CO₂ a k přeměně jejich chemismu, projevuující se zvýšením obsahu alkálií a koncentrací některých prvků (Li⁺, Sr⁺).

Oxid uhličitý je pravděpodobně produktem procesů postvulkanické činnosti, jeho přírodní cesty (vzhledem k rozsáhlosti akumulací kyselky v hlavní křídové pánvi a hydrodynamickým podmínkám v cenomanském kolektoru) jsou dodnes problematické. Úlohu přírodních cest CO₂ z krystalinického podloží pánve mají zřejmě zlomy jak sz. – jv., tak i zlomy příčné, ssv. – jjz. orientace.

Chemické složení poděbradských minerálních vod je poměrně stálé. Po dobu využívání poděbradských minerálních vod se změnil obsah jednotlivých prvků velmi nepatrně. Poklesl obsah K⁺, Li⁺, Fe²⁺, naproti tomu se zvýšil obsah Na⁺, nepatrně Ca²⁺, Cl⁻ a částečně HCO₃⁻. Celková mineralizace vod stoupla o několik desítek mg.l⁻¹. Stálost chemického složení minerálních vod naznačuje dlouhou cestu oběhu. Změny obsahu jednotlivých prvků vysvětluje charakter geochemických procesů po oživení cirkulace odběrem v jímací oblasti Poděbrad.

K objevení uhličitě minerální vody došlo zcela náhodně při hledání zdroje pitné vody pro město Poděbrady. Původní návrh byl vypracován na radu proutkaře Büllowa. Již v roce 1904 bylo započato s vrtáním v zámeckém dvoře. Vrt byl situován asi 7 m od staré 30 m hluboké studny, která byla bez vody. Po několika měsíčním přerušení vrtných prací byla 31. července 1905 proniknuta vrstva tmavošedých písčitých slínů a z hloubky necelých 96 m vytryskla „šumivá voda velmi lahodné chuti“. Vrt byl nazván Büllow a původně sloužil hlavně pro veřejné účely.

Když byly analýzami ověřeny léčivé vlastnosti a nezávadnost léčivé vody byla úředně potvrzena, rozhodl kníže Hohenlohe-Schillinsfürst, majitel zámku o hloubení dalších vrtů. O definitivním určení míst pro nové vrty nerozhodoval jenom názor Büllova, který pomocí své virgule vybral celou řadu míst, kde mělo být vrtáno a určil hloubku, vydatnost a směr přítoku minerální vody. Tentokrát bylo přihlédnuto k místu, které bude balneologicky využito. Tak byl vyhlouben vrt Hohenlohe a Chariclea v roce 1906 a 1907, byly založeny Knížecí lázně využívající k balneologickým procedurám (z počátku hlavně pitné kůry, méně koupele) tři pramenů o maximální vydatnosti cca 200l/min. Další vrty nebyly tak šťastně situovány, o jejich lokalizaci rozhodovaly roztržité zájmy městské zprávy, která odkoupila v roce 1910 stávající lázeňské zařízení s vrtem Chariclea. Vrt Milada umístěný přibližně 200 m sz. od pramene Chariclea ztratil velmi brzo svoji vydatnost a musel být zatěsněn, ostatní čtyři vrty Libuše, Eliška, Rieger a Božena vyvrtané rovněž v centru lázeňské oblasti se natolik vzájemně ovlivňovaly, že jejich přínos k celkové byl jen dočasný.

V letech 1911 až 1912 byly vyvrtány ještě čtyři vrty, jejichž umístění ovlivnily názory nadřízeného inspektorátu a c.k. místodržitelství v Praze. Tyto vrty Boček, Trnka, Jiří a Vrchlický byly rozmístěny na J a S, nejméně 300m od stávajících vrtů v zámeckém areálu a v lázních. Další vrty byly vrtány od roku 1926 v tomto pořadí – Proutnice, Jatecký, Vlašský, Chmelnice, Sonda I, Sonda II a Zápotocký.

V letech 1955 a 1956 byly uzavřeny čtyři vrty. Byly to prameny Büllow, Eliška, Chmelnice a Libuše. Šest pramenů ve středu lázní, vzájemně se ovlivňujících dosahovalo poměrně malé vydatnosti byly to vrty Milada, Libuše, Eliška, Chariclea, Božena a Rieger. Na obvodu této soustavy hustě nakupených studní byla vydatnost větší a to ve vrtech Bouček, Jiří, Hohenlohe, Vlašský, Jatecký, Trnka, Vrchlický. Prameny na severním okraji pramenního území Sonda I, Sonda II a pramen Zápotocký byly mnohem vydatnější než ostatní prameny, se vzrůstáním vydatnosti směrem k severu. Všechny tyto vrty byly průběžně utěsněny jako poslední to byly Zápotocký a Sonda II v roce 1990. V roce 1969 byl vybudován vrt BJ 10 a vrty BJ 11 a BJ 12 byly vybudovány v roce 1970 pro zásobování lázeňských provozů minerální vodou a tyto vrty jsou využívány dodnes.

V okolí Poděbrad jsou vyhloubeny další vrty na minerální vodu: v Nymburce vrt Barborka (v roce 1909), v Sadecké tři vrty – Jáchymka (navrtná v roce 1912), vrt U nemocnice (navrtný 1914) a vrt Sadka (vyhlouben v roce 1934).

V roce 1934 byl vyhlouben vrt D4 v Dymokurech a roce 1992 vrt HV 6 (zlikvidovaný v roce 1999).

V roce 1935 byl vybudován vrt ve Velkém Oseku a byl zlikvidován pro špatný technický stav v roce 1994. Na jeho místě ve stejném roce vyvrtán nový vrt NZ 1 .

V roce 1958 byl vybudován vrt na minerální vodu v Hořátvi.

Vrt JD 238 v Kersku byl vyhlouben v rámci uranového průzkumu české křídly.

V roce 1966 byl vybudován vrt v Čokoládovněch ve Velimi.

Ve Velkých Chvalovicích byl vyvrtán vrt v roce 1912.

V rámci studie hydrogeologických poměrů Poděbradska a návrhu ochranných pásem zpracovávaném ÚÚG Praha byly vyvrtáno v letech 1966 až 1967 šest vrtů označených OP 1 až OP 6. Tyto vrty jsou již zlikvidovány. Vrt OP 1 se nacházel v Poděbradech, vrt OP 2 byl vybudován v Pískové Lhotě jihozápadně od Poděbrad, vrt OP 3 byl vyvrtán v obci Sokoleč jižně od Poděbrad. Vrt OP 4 byl situován severovýchodně od Poděbrad v obci Vrbice. Vrt OP 5 byl umístěn severozápadně od Poděbrad v obci Velké Zboží a vrt OP 6 byl umístěn v Choťánkách jihozápadně od Poděbrad.

V roce 1976 byl vyvrtán vrt BJ 13, určený pro stáčírnu minerálních vod ve Velkém Zboží v roce 1986 byl vyvrtán vrt BJ 15 (1986) a zatěsněn byl v roce 2000. V roce 1999 byly vyhloubeny vrty BJ 17 a BJ 18 pro posílení plnírny, která plní minerální vodu pod obchodní značkou *Poděbradka*.

Vrt BJ 16 byl vybudován v roce 1996 v Koutech severovýchodně od Poděbrad.

V Malém Vestci severně od Poděbrad byl v roce 1995 vyhlouben vrt BPV 1, který není ovlivněn čerpáním minerální vody a slouží ke sledování tlakových změn v Poděbradské zřídelní struktuře.

Chemismus podzemních vod v cenomanu závisí na hloubkové a paleohydrogeografické pozici na okrajích pánve, v místech výchozů cenomanských sedimentů na povrch, náleží podzemní vody hydrogenuhličitanovému typu smíšeného kationtového složení a nízké celkové mineralizace, nepřesahují zpravidla $0,5 \text{ g.l}^{-1}$.

Dále od kraje, v hlubších částech pánve, se nacházejí vody Na-HCO₃ a Na-Ca-Cl-HCO₃ typu s mineralizací do několika g.l^{-1} . Vedle obsahu CO₂ se tyto vody liší od podzemních vod cenomanu neobsahující plyny též zvýšenou mineralizací, zvýšeným absolutním obsahem Na, HCO₃, chloridů a překvapivě nízkými obsahy SO₄. Z hlediska kvality vody je na závadu místy zvýšená radioaktivita a často též zvýšené obsahy Fe a amonných iontů. Přejídná hydrogeologická zóna zpomaleného pohybu podzemních vod zahrnuje převážnou část sedimentů cenomanu a hlubších částí turonských sedimentů a permokarbonu pod úrovní místních erozivních bází. Minerální vody této zóny se pohybují rychlostí několik metrů za rok. Jsou HCO₃ typu s výraznou převahou Na⁺. Mineralizace převyšuje 1 g.l^{-1} a za přítomnosti rozpuštěného CO₂ dosahuje několika g.l^{-1} .

Přejídná zóna odpovídá hlubší části artéských pánví v dosahu infiltračních vod. Na tvoření chemismu minerálních vod se mohou podílet zbytky syngenetického solného komplexu v sedimentech. Tzn., že se vedle mineralizace litomorfní uplatňuje určitý podíl bathymorfní (hlubinné) mineralizace.

Uhličitě vody cenomanu jsou součástí celého hydraulického systému podzemních vod křídových sedimentů a tvoří hydrochemicky odlišné těleso uvnitř hydraulicky jednotné bazální cenomanské křídové zvodně.

Hranice vývoje kyselky je poměrně ostrá a probíhá jižně od Poděbrad mezi obcemi Velim – Sokoleč, Pečky – Chotusice a Pečky – Tatce a dále směřuje ke Kersku. Severně od Kerska se hranice stáčí k SV a V do oblasti jižně od Kostomlat a Nymburka.

Skryté subfluviální vývěry uhličitých vod se vyskytují v úseku od soutoku Labe s Cidlinou až Poděbradům. Syčení vod bazálního kolektoru CO₂ probíhá zřejmě v širším areálu. Lokalizace a charakter jednotlivých přívodních cest v rozsáhlé akumulaci kyselky zůstává otevřeným problémem.

Příronu z hlouběji uložených zvodní do cenomanského kolektoru dochází především tam, kde jednotlivé kolektorské komplexy permokarbonu vycházejí v podloží cenomanu. V takových místech např. jižní okraj mšenské deprese v povodí dolní Pšovky, lze sledovat výrazné změny chemismu bazální křídové zvodně v souvislosti s příronem z permokarbonských zvodní, projevující se zvyšováním mineralizace a podílu Na-HCO₃ a Na-Cl složky.

Kolektory permokarbonu stejně jako cenomanu vykazují výrazný pokles propustnosti i pórovitosti s hloubkou. Průměrná propustnost i průtočnost permokarbonských kolektorů je řádově nižších než u kolektorů křídového stáří .

Původem jsou poděbradské kyselky infiltrační vody, s pásmem vzniku převážně v sedimentech cenomanu, kde dochází k syčení vod CO₂ a k přeměně jejich chemismu, projevující se zvýšením obsahu alkálií a koncentrací některých prvků (Li⁺, Sr⁺).

K infiltraci srážkových vod do cenomanských hornin může docházet na jejich výchozech nebo prostřednictvím turonských hornin tam, kde tlaková úroveň cenomanských vod je pod úrovní terénu. Turonské horniny jsou sice považovány za nepropustné nadloží cenomanských horizontu, jsou však v místech dislokací přece jen propustné a umožňují výstup minerální vody do kvartérních vod. Tato skutečnost dokládá také možnost opačného směru pohybu vody při infiltraci.

Zákonitosti výskytu uhličitých vod v české křídové pánvi potvrzují předpoklady o prostorovém vztahu mezi hlubinným přínosem CO₂ a průběhem pásem neovulkanické aktivity. Vlastní výstup CO₂ je vázán na hlubinné zlomy oddělující jednotlivé bloky zemské kůry, avšak pouze tam, kde tyto hlubinné zlomy procházejí regionálními zónami mladého vulkanismu. Tento výskyt vázán na průběh dvou hlavních tektonicko-vulkanických zón, podkrušnohorsko-ohárecké a lužicko-labské. Prostorové uspořádání zjištěných výsledků uhličitých minerálních vod ukazuje, že jednotlivé hlubinné zlomy nefungují patrně jako přívodní cesty pro výstup CO₂ po celé své délce nýbrž jen v některých úsecích (zejména na křížení s jinými hlubinnými zlomy).

Velký rozsah území podzemních vod se zvýšeným obsahem CO₂ nelze vysvětlit přívodem CO₂ pouze podél labského zlomu (výrazné plochy nehomogenity v křídovém podloží), která probíhá od Železných hor přes Poděbrady dále k ZSZ, ani při uvážení velmi dobré rozpustnosti a migrační schopnosti CO₂. Tento předpoklad by byl v rozporu s celkovými hydrogeologickými poměry v oblasti. Lze očekávat, že

k proplynění podzemních vod přispívají vedle poruch regionálního významu alespoň ve svrchní části křídového podloží drobnější poruchové linie nebo puklinové systémy. To má za následek téměř rovnoměrné sycení podzemních vod CO₂ ve značné části pánve bez extrémních anomálií zvýšeného obsahu CO₂. Hlubinný přívod CO₂ soustředěný na poruchy regionálního významu v podloží paleozoického a proterozoického komplexu se tím nevylučuje. Pomalejší oběh relativně menšího množství podzemních vod v cenomanských horninách a nižší průtočnost má za následek přítomnost vyšších obsahů CO₂ v uvedeném území, neboť nedochází ke snižování obsahu CO₂ rychlou výměnou protékajících podzemních vod.

Další zdroje uhličitě minerální vody v okolí Poděbrad:

Vrty v Sadské, vrt Sadka u dětské léčebny, vrt Jáchymka, vrt BJ 16 v Koutech, vrty v Dymokurech, vrt Barborka v Nymburce, vrt BPV 1 v Malém Vestci, vrt HT 1 v Hořátvi, vrt J 238 v Kostelní Lhotě, vrt u Velkých Chvalovic.

Podkrkonošský perm, poorlický perm

1. Uhličitě minerální vody, které se projevují přírodními samovolnými vývěry na povrchu:

- na Náchodsku a v okolí Metuje (*Hronov, Malá Čermná, Běloves, Náchod*) a *Olešnice (Třtice)*.
- vázané na kyšperský zlom v okolí Moravské Třebové (*Linhartice, Bílá studně*).
- na hranicích s PLR a blízko hranic: *Kudowa-Zdrój, Duszniki-Zdrój, Polanica. Zdrój, Bobrowniki Stare, Gorzanów a Długopole-Zdrój*.

2. Uhličitě minerální vody, které jsou jímány pouze vrty:

- *Libáň, Hlušice, Zadražany, Luková, Nové Město, Mlékosrby, Písek, Kosice, Chudeřice, Sopřeč, Křičeň, Žižkovec, Všestary, Sezemice, Lázně Bělohrad*

1. Přívod CO₂ je vázán na okrajové zlomy labského riftu

2. CO₂ vystupuje hlubinným zlomem – rovenským zlomovým pásmem

Lázně Běloves

O lázních je zmínka již v 15. století v Náchodě. Jednalo se však o očištné koupele a činnost lazebníka, který měl lázně na starosti, byla spojována i s léčením.

První vydatný pramen minerální vody se nacházel na louce Šperlingovské pod Lazy (název kopce nad lázněmi) na pravé straně proti proudu řeky Metuje.

Z většího počtu studní a vrtů s uhličitou minerální vodou v údolní nivě Metuje byly v prostoru Lázní Běloves k dispozici:

- pramen Ida, zachycený vrtem v objektu lázní
- pramen Ivan, zachycený vrtem 45 m sz. od pramene Ida
- pramen Obecní, zachycen z divokých vývěrů v pravém břehu Metuje
- studně u celnice na hraničním přechodu 1100 m ssv. od objektu lázní

- nové rezervní jímací objekty S-6 a S-8 na pravém břehu Metuje mezi plnírnou a železničním přejezdem
- vrt Hedva ve sklepě plírný
- starší objekty Božena, František a Jakub byly zlikvidovány

Vývěry minerálních vod jsou vázány na okrajové zlomy ssz. výběžku hrásti dobrošovského hřbetu, která je tvořena krystalinikem – novoměstskými fylity – a vystupuje uprostřed sedimentů permu. Hrast' je omezená dvěma zlomovými liniemi směru SZ-Jv a systémem příčných zlomů směru SSV-JJz a SV- JZ, probíhající údolím Metuje. Uvnitř fylitů vystupuje ložní žíla křemenného porfyru směru SV-JZ o mocnosti cca 20–50 m. V jádru fylitové klenby vystupuje jv. od Bělovsí masív novohrádecké žuly. Minerální vody vystupují z krystalinického komplexu po tektonicky predisponovaných zónách – zejména na křížení zlomů různého směru – v nejvyšší části proříznuté údolím Metuje a rozptylují se do štěrkových údolních náplavů.

Výsledky průzkumu plynů v půdě prokazují, že tektonické linie, po kterých vystupuje z hloubky oxid uhličitý, nejsou propustné po celé délce, ale že mají funkci komunikační pouze v některých prostorově omezených úsecích.

U běloveských uhličitých minerálních vod lze rozlišit 2 základní skupiny zdrojů:

- prosté až slabě mineralizované C-Ca-Na až C-S-Na-Mg minerální vody o celkové mineralizaci 0,4 – 1,0 g/l (Ida, Ivan, Obecín, Jakub)
- slabě až středně mineralizované C-S-Na-Ca až C-Na-Ca minerální vody o mineralizaci 6,1 – 6,8 g/l (Hedva, S-8, studna u celnice, Boženka a František)
-

Minerální vody s vyšší mineralizací představují minerální vodu primárního složení, získávající mineralizaci v hlubších částech permských sedimentů a v jejich fylitovém podloží, zatímco málo mineralizované jsou vody krystalinika dobrošovského hřbetu nebo vody tvořené až ve zvodni údolních náplavů jejich syčením CO₂ a nebo mohou být výsledkem mísení více mineralizovaných vod s prostými vodami. Specifickým rysem běloveských minerálních vod je vysoký obsah arzenu.

Z historie:

V r. 1840 byl otevřen pramen nazvaný IDA, název byl dán na památku uzdravení těžce nemocné princezny Idy ze Schaumburg – Lippe, která sem přijela z Německa, aby zkusila minerální prameny, jako poslední prostředek ke svému uzdravení.

Zřejmě nejstarší údaje o složení minerálních vod publikovali: Štolba v roce 1898 a Petratscheck roku 1904. Rozbor minerálky Hedva publikoval Mates v roce 1942.

Minerální voda Ida byla stáčna už od r. 1908. Staré vrty byly postupně prohlubovány a hledány nové zdroje minerální vody.

V roce 1980 byly ukončeny stavební práce na objektu nové stáčírny, zkušební provoz byl zahájen v roce 1981. Minerálka byla zvláštním vodovodem přiváděna z původních vrtů v lázních. Kapacita nového závodu se postupně zvýšila až na 160 000 lahví denně

ve dvousměnném provozu. Z celkového množství šlo 30 % produkce do Prahy. Ida byla zařazena mezi tři minerální vody v republice, určené i pro kojence.

Po roce 1989 získaly lázně zpět neteře posledního majitele. Novou stáčírnu koupil Dr. Ing. Antonín Moravec. Zatím v lázních nově vytvořená akciová společnost zakázala přes své pozemky obsluhu přístup k vrtům. Proto Ing. Moravec roku 1994 vykoupil Jiráskův statek, na kterém začal urychleně provádět nové vrty s označením 301 až 304. Byla zde podle předpokladů nalezena voda přibližně stejného složení jako z pramene Ida. V roce 1995 pak byla nová stáčírna přepojena na prameny ze statku. Na jeho dvoře byl vybudován nová pramenní jímka. Vlastníkem nemovitostí se stává IDA, společnost s ručením omezeným. AQUA IDA s.r.o. řídí provoz stáčírny a AQUA IDA CZV s.r.o. minerálku prodává. V poslední době pracoval provoz i na tři směny. Ke stáčecím linkám do skleněných lahví byla přistavěna linka na plnění minerálky do PET lahví. Uvedené společnosti se dostaly do konkurzu. Od roku 2001 byl jejich provoz úplně zastaven. Správce konkurzní podstaty vede dosud neukončená soudní jednání.

Zatím z ne dobře objasněných důvodů, které mají být soudně projednávány, zakoupila dne 28.5.2002 slovenská společnost INTERFOOD Ltd. ochrannou známku "Běloveská kyselka Ida". Tato společnost zavedla stáčení minerálky z pramene černínské firmy s názvem Ida a zajistila i distribuci minerálky do českých obchodních řetězců. S kvalitou původní ldy nemá téměř nic společného. Původní stáčírna je stále mimo provoz.

Minerální vody vázané na kyšperský zlom a jeho jv. pokračování

Mezi významné projevy saxonské tektogeneze patří i kyšperský zlom a jeho pravděpodobné jv. pokračování v pásmu nectavsko–konických zlomů.

Linhartice u Moravské Třebové

V minulosti se jednalo o výskyt pouze lokálního významu s možností příležitostného využívání místním obyvatelstvem, který však v současné době již neexistuje.

Ve východní části Linhartic byla několika mělkými studnami na levém břehu Třebůvky jímána prostá hydrogenuhličitanová vápenatá studená železnatá kyselka. Vývěr kyselky byl pravděpodobně vázán na širší pásmo pararelních zlomů směru SZ–JV pokračující od Radkova dále k SSZ jako v. okrajový zlom orlické pánve (kyšperský zlom). Na katastru Linhartic se na tomto zlomovém pásmu stýkají křídové sedimenty kyšperské synklinály s podložními metaprachovci a metabazalty zábřežské skupiny. V poruchovém pásmu vystupují na povrch pískovce a slepence perucko–korycanského souvrství, lemované na SV výchozy spongilitických a vápnitých prachovců bělohorského souvrství. Dno morfologicky nápadné kotliny v okolí Linhartic je pokryto jílovitými a písčitymi sedimenty badenu.

Výstup volného oxidu uhličitého byl zřejmě vázán na uvedené zlomové pásmo, na němž vyvěrala i údajná sírná kyselka v nedaleké obci Bílá Studně. Kyselka v Linharticích vyvěrala z pískovců perucko–korycanského souvrství a rozptylovala se do kvartérních fluvialních náplavů Třebůvky. Původní vývěry kyselky v údolní nivě byly kvalitativně značně ovlivňovány míšením s prostými podzemními vodami v průlinovém kolektoru

fluviálních náplavů. K zachycení kvalitnějšího zdroje byl v roce 1876 vyhlouben nedaleko původní mělké studny vrt hluboký 22,4 m, který byl ukončen v glaukonitických pískovcích perucko-korycanského souvrství. Na základě výsledků chemických rozborů (Wiesinger 1824, Hauer 1876) byl vrt vystrojen skleněnou rourou ústící do vybetonované šachty na zhlaví vrtu, odkud byla minerální voda čerpána pomocí pumpy v množství $0,4 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$ do plnárny, kde byla stáčená do lahví a distribuovala se pod označením Kaiserin Elizabeth Quelle. Později provoz plnárny zanikl a k místnímu odběru se využívalo jen staré studny v údolní nivě. Podle návrhů Möhra (1942) a Müllera (1942) byly v roce 1944 vyhloubeny vrty hluboké 63 m (tzv. vrt č.6) a 35 m (tzv. vrt č.7). Voda měla vysoké obsahy železa ($30\text{--}43 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$), obsah volného CO_2 se však pohyboval podle dostupné dokumentace jen okolo $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Nelze vyloučit, že dalšími vrty, o nichž se již nedochovala žádná dokumentace, byla kyselka nakonec zachycena. Jediný úplnější a současně poslední rozbor jímané minerální vody pochází z roku 1976 (Jetel-Rybářová 1979). Všechny uvedené jímací objekty v současné době již neexistují a studna v údolní nivě je devastována.

V okolí starých vývěrů kyselky bylo provedeno měření (Pospíšil – Řezníček 1970) zjišťující místa s nejvyšší koncentrací CO_2 v půdním vzduchu, které mělo být podkladem pro situování nového jímacího objektu, k jehož realizaci dosud nedošlo. Na katastru Linhartic byl však v rámci regionálního hydrogeologického průzkumu kyšperské synklinály vyhlouben vrt HP-18, který byl situován do míst s předpokládanými vyššími koncentracemi CO_2 v půdním vzduchu. Vrt dosáhl hloubky 20 m a prošel 4,8 m mocnými kvarténními fluviálními náplavy Třebůvky, dále 4,6 m silně jílovitých neogénních (?) sedimentů a byl ukončen v chloriticko-aktinolitických břidlicích zábřežské skupiny. Provedená chemická analýza prokázala ve vrtu pouze prostou podzemní vodu typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ s celkovou mineralizací $0,737 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ a s obsahem volného CO_2 jen $246,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

Vývěry uhličitých minerálních vod jsou zmiňovány rovněž na lokalitách Budětsko a Ochoz. Vývěry jsou vázány na kulm rozstáňského souvrství, který byl při saxonské tektogenezi porušen systémem nectavsko-konických zlomů v nejasném jv. pokračování kyšperského zlomu. Toto zlomové pásmo je vymapováno v širším okolí výše zmíněných vývěrů minerální vody a je možno předpokládat, že volný oxid uhličitý hlubinného původu po nich vystupuje k povrchu, kde sytí podzemní vodu mělce uloženého kolektoru připovrchové zóny rozpukání a rozpojení hornin kulmu a podmiňuje tak formování slabě uhličitě minerální vody.

V současné době zůstal zachován pouze primitivně zachycený vývěr v údolní nivě potoka Pilavka v Budětsku. Vývěr uhličitě minerální vody (s obsahem volného oxidu uhličitého až $2,2 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) v Budětsku představuje nejjíznější dokumentovaný vývěr kyselky v celé oblasti kulmu. Je pravděpodobné, že v okolí stávajícího vývěru v Budětsku existoval větší počet podobných vývěrů, které ale postupně zanikaly při poklesu intenzity dotace hlubinného oxidu uhličitého nebo zatesňováním jeho výstupních cest.

Vývěr uhličitě minerální vody podchycený výtokovou trubkou v základech terasy bývalé výletní restaurace u Ochozského mlýna zanikl v souvislosti s výstavbou areálu

dětského letního tábora, když ani nový jímací vrt HV-1 (hloubka 19 m; Zbořilková 1991) situovaný poblíž původního vývěru nezachytil výstupní cesty uhličitě minerální vody.

Moravská brána

Uhličitě minerální vody Moravské brány tvoří víceméně souvislou vrstevní akumulaci v bazálních klastikách spodního badenu mezi z. okolím Přerova a Ostravskem s nejvýznamnější lokalitou kyselek Moravské brány – s lázněmi *Teplice nad Bečvou*.

Teplice nad Bečvou

Před rekonstrukcí pramenů byla voda pro lázeňskou potřebu odebírána ze dvou studní – Staré studny (ve sklepě pod lázeňskou budovou) a Nové studny (na promenádě).

Stará studna zásobovala původně celé lázně, ale protože nedostačovala byla v r. 1925 založena nová. Stará studna byla využívána jako rezerva v obdobích největší exploatace.

Vedle těchto dvou podchycených vývěrů bylo mnoho nekontrolovaných úniků minerální vody v řečišti řeky Bečvy.

Nejdůležitějším činitelem v režimu pramenů teplické kyselky a ve funkci starých studní byl vodní stav Bečvy a stav podzemní vody ve štěrcích, která je s vodou v Bečvě v úzké souvislosti.

První vrtné práce s cílem jímat minerální vodu v oblasti Teplíc nad Bečvou byly uskutečněny ve 30. letech tohoto století. Tehdy O. Hynie a O. Kodým byli pověřeni řízením rekonstrukce stávajících zdrojů kyselky v lázních. Před rekonstrukcí byla voda pro lázeňskou potřebu odebírána ze dvou studní, které byly velmi mělké a nezasahovaly ani do vápencového skalního podkladu. Při čerpání do studní přitékala spolu s kyselkou také prostá voda podzemní. Staré studny proto byly opuštěny a dva nové jímací vrty R I a R II byly zahloubeny do podložních vápenců. Vrt R I, hluboký 60,4 m prošel silně zkrasovělými vápenci. Ve snaze eliminovat vliv blízké řeky (14 m) se autoři rozhodli utěsnit vývěry kyselky v přilehlé části řečiště *Joostenovou metodou* (T_B 25).

Po utěsnění štěrků byly realizovány dva vertikální těsnící clony mezi vrtem R I a řekou, a to až na vápencový skalní podklad. Utěsněním štěrků v okolí vrtu i v řečišti se zvýšil přetlak kyselky ve vrtu o 75 cm (před utěsněním byl 25 cm), takže konečný přetlak kyselky ve vrtu byl asi 1 m nad hladinou Bečvy (Hynie 1935). Aby se tomuto stavu nové vrty co nejvíce přiblížily, byly opatřeny přelivným potrubím, které odvádělo vodu z vrtu do řeky v době, kdy se nečerpalo.

Podle údajů Hynie (1963) byla využitelná vydatnost zdroje R I 7,6 l.s⁻¹, zdroje R II 4 l.s⁻¹. Na zdroji R I byla teplota 22,5 °C a obsah volného CO₂ 2126 mg.l⁻¹; minerální voda ve zdroji R II měla teplotu 22,2 °C a obsah CO₂ 1736 mg.l⁻¹.

Aby vliv řeky na vrt R II byl co nejmenší, byl vrt situován dále od řeky. Jeho hloubka je 143 m a prošel vápenci, místy zkrasovělými.

Sanační práce byly ukončeny dobudováním jímacích vrtů v r. 1934. Další geologické a hydrogeologické práce byly uskutečněny v 50. letech v souvislosti se snahou vybudovat přehradu na řece Bečvě. V rámci průzkumu byly zkoumány 3 přehradní profily (pod lázněmi, nad lázněmi a u Černotína).

V každém z těchto profilů bylo realizováno velké množství vrtných prací a byly též na některých vrtech uskutečněny vodní tlakové zkoušky. Tyto zkoušky prokázaly vysokou propustnost podložních vápenců na všech profilech, podmíněnou silným zkrasovněním. V důsledku silné propustnosti podloží hráze i vlastní nádrže byla přehrada ve zkoumaných profilech na Bečvě zamítnuta.

Ještě před tímto negativním závěrem inženýrsko-geologického průzkumu se hledaly náhradní zdroje kyselky v případě realizace profilu pod lázněmi, který předpokládal zatopení stávajících zdrojů. Byly odvrtny vrty V 1 až V 5, z nichž každý zastihl kyselku. Bylo rozhodnuto vybudovat vrt V 5 jako balneologický vrt pro lázeňské využití (R III).

V 60. letech byla realizována dlouhodobá režimní měření hladin na některých objektech v okolí lázní a měření teploty a obsahu CO₂ na zdrojích R I a R II. V r. 1964 byly televizním průzkumem zjištěny na zdroji R II otvory v pažnici, způsobené korozivním účinkem agresivní kyselky.

V druhé polovině 70.let byl provoz zdroje R II zastaven v souvislosti s ředěním minerální vody vodou prostou, způsobeným zmíněnými otvory v pažnici. V 70. letech byl proveden další hydrogeologický průzkum v souvislosti se stanovením definitivních ochranných pásem zdrojů minerálních vod (Řezníček 1978). Byly realizovány čerpací zkoušky na zdrojích minerálních vod, odvrtny hluboké vrty BJ 101, BJ 102, BJ 103 a opakovaně byly chemicky analyzovány minerálních vod i dalších objektů v okolí lázní. Uhličitá minerální voda v Teplicích nad Bečvou je hydrogenuhlíčitanová, vápenatá, slabě mineralizovaná, hypotonická. Má zvýšenou teplotu, ale protože nepřesahuje hodnoty 25 °C nelze ji klasifikovat jako termální.

Krátkodobá režimní měření poskytla důležité údaje o rozsahu kolísání fyzikálně-chemických parametrů minerálních vod, o vlivu exploatace na kvalitu vody a o režimu odběru vody ve vztahu k hladině vody ve vrtu R I. Bylo zjištěno, že mineralizace, obsah CO₂ a teplota minerální vody zdrojů R I a R III kolísají ve velmi malém rozsahu a že ani maximální exploatací zřidel při nárazovém odběru se tyto parametry minerální vody neovlivňují.

Dlouhodobá měření potvrdila, že ani dlouhodobě se kvalita minerální vody výrazně nemění. Při dlouhodobých měřeních se neprojevila závislost kvality minerální vody na vodních stavech v řece Bečvě.

K lázeňskému využití místa položil základ tehdejší majitel hranického panství Jan Kropáč z Nevědomí, který nechal roku 1553 vybudovat kamennou nádrž se střechou na koupání, do níž byly svedeny nejvydatnější prameny termální kyselky.

Lázně Teplice nad Bečvou patří mezi jedny z nejstarších moravských lázní.

Zbrašovské aragonitové jeskyně

Jeskyně leží pod svahem Zbrašovského vrchu na levém břehu řeky Bečvy, nedaleko lázeňské kolonády v Teplicích nad Bečvou. Jejich jedinečnost spočívá v tom, že jsou výsledkem krasování pod vlivem minerálních vod, vyskytují se v nich plynová jezera a na stěnách minerál aragonit.

Jeskyně jsou vytvořeny v devonských vápencích Hranického kras a je možno zde najít několik světových unikátů:

- gejzírové krápníky – kuželovité útvary, několik decimetrů vysoké, s kráterovitou prohlubní a středovým kanálem uvnitř. Byly vytvořeny probublávající kyselkou, která rozpouštěla okolní vápencovou horninu a při vývěru v jeskyni se z ní usazovaly a srážely minerální látky
- stalaktity s keříčkovitými výrůstky aragonitu (kosočtverečné formy uhličitanu vápenatého) a kulovité útvary načervenalého kalcitu (onyxu).

V nejnižších částech jeskyně se drží souvislá hladina plynného oxidu uhličitého, která je tak obdobou známé Psí jeskyně u Neapole. Díky těmto teplým výronům a vývěrům oteplených minerálek se v jeskyních udržuje stálá teplota kolem 15 stupňů Celsia, což je nejvyšší teplota ze všech jeskyní v České republice.

Sv. úsek Moravské brány – Oderská brána

Vývěry uhličitých vod byly využívány k lahvování v Jeseníku nad Odrou. Uhličitě vody se zde formují až v údolních náplavech Luhy, do nichž proniká hlubinný CO₂ po tektonických zónách sz–jv. směru, které predisponovaly dnešní morfologii Oderské kotliny a směr toku řeky Odry v úseku Odry – Jeseník nad Odrou. Proto mají kyselky jen velmi nízkou celkovou mineralizaci (0,26–0,33 g.l⁻¹) a náleží hydrochemickému typu C–Ca–Cl a C–Ca–Na.

Obsah volného CO₂ je 1738 mg.l⁻¹, minerální voda je studená (teplota vody 10,5 °C). Není přesně známo, odkdy se minerální vody v Jeseníku využívaly průmyslově.

První zmínky o výskytu uhličitých vod jsou uváděny již z poloviny 18. století. V roce 1912 byla zachycena uhličitá voda studnou *Zita*, zřejmě z téhož období pochází i studna Herma a studna U lípy. Plnárna byla v provozu podle neověřených údajů již před rokem 1914; za druhé světové války byla zrušena, těsně před koncem války byl provoz opět obnoven. V roce 1947 byla plnárna opuštěna a od roku 1954 se počalo uvažovat o obnově provozu. Provoz byl obnoven obecním úřadem, později přešla plnárna pod správu Ostravských cukráren a sodovkáren a od roku 1968 byl zdroj využíván sodovkárnou Nealko Olomouc. V roce 1992 byl celý areál plnárny včetně v něm ležících jímacích objektů značně devastován a bez technologického zařízení. Nyní je plnárnský provoz obnoven česko–rakouskou firmou Jesenická minerální voda, s.r.o, která do PET lahví a kanystrů plní tzv. Jesenickou minerální vodu®, která se dodává na trh též pod obchodní značkou *Zita*®. Způsob jímání zůstával stejný po celou dobu existence provozu: pro plnění se využívalo minerální vody ze studny Herma (hloubka 2,5 m, výstroj kameninovými skružemi o průměru 1 m) v budově staré plnárny; studna Zita ani studna v budově nové plnárny nebyly přístupné a rovněž vrt j. od studny Herma

nebyl v provozu. Pro veřejný odběr uhličitě minerální vody dříve sloužila studna U lípy (betonové skruže o průměru 1 m, ruční čerpadlo). Podle množství čerpaného pro plnění (ca 6 000 m³ ročně; v létě měsíční produkce 700 m³, v zimních měsících 450 m³) lze vydatnost studny Herma odhadnout na 0,2 l.s⁻¹. Ochranná pásma nebyla stanovena a proto vzhledem k mělkému zachycení zdroje existuje potenciální nebezpečí kontaminace struktury produkty zemědělského původu (obsah dusičnanů v podzemní vodě ze studny Herma 46,2 mg.l⁻¹) nebo znečištěnými povrchovými vodami.

Dnes nefunkční.

Přerovsko – paleozoický podklad karpatské předhlubně

Vznik uhličitých vod je vázán na příron CO₂ hlubinného původu. K výstupu CO₂ dochází na exponovaných místech křížení hlubinných zlomů a puklinových zón. K vlastní tvorbě uhličitě vody dochází v různých hloubkových úrovních za různých litologických podmínek, které vedou k odlišnému výslednému chemismu.

Uhličitě vody na Přerovsku se formují v paleozoickém podkladu většinou málo mocných sedimentů miocénní karpatské předhlubně. Odtud se dostávají buď puklinami a netěsnostmi do mělkých podzemních vod nebo do výronů na zemský povrch (lokality *Předmostí*, *Domaželice*, *Nové Dvory*, *Prusy*, *Přerov*, původní vývěry v *Horních Moštěnicích*, *Želatovicích*) nebo se akumuluje v kolektorech miocénu, kde jsou jímány vrty (*Brodek u Přerova*).

Převážná část uhličitých vod na Přerovsku formuje v hlubších polohách v karbonátových horninách devonu, popřípadě nejnižšího karbonu, jak tomu nasvědčují zvýšené teploty vody (*Tučín*, *Horní Moštěnice*, *Brodek u Přerova*) a zvýšená mineralizace.

Výskyt travertinových kup – např. Kokory.

Předmostí – město Přerov

- u železniční trati byl asi v r. 1964 vykopán a pak zaházen zdroj uhličitě vody
- další zdroj uhličitě vody se nacházel u kina

Moravskoslezský kulm

Zátor, *Lichnov*, *Janské Koupele*, *Ondrášov*, *Velká Štáhle* (těžba CO₂), *Těšíkov* (*Těšíkovská kyselka*)

Moravský Beroun–Ondrášov

Text, který je nejstarším písemným dokladem o existenci pramene, který byl využíván po celá staletí nejen jako zdroj pitné vody, ale také jako léčivý pramen a byly u něj vystavěny v 17. století lázně. Český překlad:

"V roce 1260 po Kristu byl tento pramen objeven Zdislavem ze Sternberga, opatřen kovovou obrubou a předán svému určení. Všichni obyvatelé tohoto kraje pijí tuto velmi známou vodu a lidé přicházejí ve velkém množství, aby pomocí této vody ozdravěli, jelikož se jedná o vodu, která pomáhá léčit mnohé nemoci. V roce 1350 bylo roubení kolem pramene obnoveno.

Stephan ze Sternberga"

Od roku 1954 se Ondrášovka lahvuje ve formě ochucené minerální vody.

V roce 1993 byla stáčírna privatizována společností Helios Praha, spol. s r.o. , která provedla stavební a technologickou modernizaci. V roce 1994 byla dokončena výstavba 3,5 km dlouhého minerálkovodu, který umožnil využívat minerální vodu z nového zdroje Sedm Dvorů. O rok později je dokončena stanice odželeznění, která odstranila nepříjemnou vlastnost Ondrášovky – díky vyššímu obsahu železitých solí se tvořil na dně láhve jemný sediment. V téže roce byla uvedena do provozu linka na stáčení Ondrášovky do PET lahví o obsahu 1,5 l.

Od července 2002 je minerální voda Ondrášovka a léčivá minerální voda Šaratica stáčena firmou Ondrášovka s.r.o.

Ondrášov – Domašov nad Bystřicí: zdroj slabě mineralizované, studené, hypotonické, uhličitě C–Ca–Mg typu s obsahem volného CO₂ 2,5 – 3 g.l⁻¹. Minerální vody vznikají v horninách moravskoslezského kulmu – moravickém a hornobenešovském souvrství, přínos CO₂ po zlomech sudetského směru. Zdroje minerálních vod v Ondrášově: Marie Terezie, Josef, Lázeňský pramen, Elitis; H 1 – H 3; HS 1 – HS 3, HJ 4, 5, 6; BJ 7 – 10, 11, 21; BVJ 22 – "Astra". Zdroje v Domašově nad Bystřicí: S 1, S 2, Bj 12, BJ 101, BJ 102, S 3, BJ 103 Salacia (*Salicia*). Zdroje minerálních vod jsou přečerpávány – dochází k degradaci struktury.

Horní Moštěnice

Minerální voda pochází z devonských dolomitických vápenců, jež jsou překryty neogénními jíly o mocnosti 30–50 m a několikametrovými kvarténními náplavy. V místě jímání sledují výstupové cesty tektonickou zónu sv. směru. Voda vzniká v podloží neogénu v rozpukaných, popř. zkrasovělých uhličitánových horninách nebo už v jejich podloží syčením CO₂ hlubinného původu. Oxid uhličitý vystupuje pravděpodobně na křížení puklinových zón směru SZ–JV a SV– JZ.

Pravděpodobně koncem 17. století při hledání uhlí byl naražen zdroj uhličitě vody. Výskyt v obci však byl znám již dávno, neboť ve studnách založených mělce, se vyskytují slabě uhličitě vody.

Za první republiky byla v obci jímána uhličitá voda a distribuována pod názvem Moštěnka. Do r. 1957 byla uhličitá voda jímána z hloubky 25 m. V letech 1957 – 58 provedly Moravské zeměvěrné závody Brno dva jímací vrty M 1 a M 2.

Dnes je prodávána pod názvem Hanácká Kyselka, jímá se ze 6ti vrtů, nejhlubší má 265 m.

Ostravsko

V Ostravě– Mariánských horách, v dole Ignát (později Důl Jana Švermy) byl naražen zdroj uhličitě minerální vody: bývalá *Mariánskohorská kyselka*.

Jesenicko

Karlova Studánka

V údolí Střední Opavy byly dokumentovány výskyty uhličitých minerálních vod podchycených mělkými pramenními jímkami umožňujícími veřejnosti jejich odběr. Výskyt těchto kyselek je vázán na poruchové pásmo okrajového zlomu Iugika, které se v Hrubém Jeseníku rozšiřuje do šíře téměř 8 km s tím, že funkci hlavního zlomu přejímá zlom bělský. Mezi okrajovým a bělským zlomem, které jsou u hájovny Vidly od sebe vzdáleny 5 km (Skácel 1989), jsou ještě další zlomy projevující se hydrogeologicky zřetelně ve stavbě vrbenské skupiny mezi údolím Střední (zmíněné vývěry kyselek) a Bílé Opavy (lázně *Karlova Studánka* a zaniklý zdroj kyselky v *Ludvíkově*) a *Suchou Rudnou* (zdroj kyselky v místní části Kyselka).

Minerální vody v Karlově Studánce jsou uhličitě, hydrogenuhlíčanové, vápenato–hořečnaté, slabě mineralizované, železnaté, studené, hypotonické minerální vody; známy již několik století, ale větší popularitu získaly až ve století osmnáctém.

Poprvé byla minerální voda analyzována roku 1780 profesorem Wellem, který se zabýval kyselkou z Hutě sv. Huberta na žádost velmistra řádu německých rytířů Františka Maxmiliána, po němž byl nejstarší využívaný zdroj (podchycený kruhovou jímkou hloubky 1,35 m) pojmenován (tab.3). Lázně v majetku Řádu německých rytířů (až do roku 1938), jejichž názvu Karlova Studánka se na počest arcivévodky Karla Ludvíka začalo užívat od roku 1803, se v průběhu 19. století postupně rozšiřovaly podchycením nových tří zdrojů: Karel (z roku 1802; o zdroji chybí jakékoliv další údaje), Antonín (obdélníková jímka z betonového zdiva 1,30x0,86 m hluboká 1,7 m z roku 1812) a Bezejmenný (čtvercová betonová jímka 1,8x1,8 m hluboká 2,2 m z let 1861–2). Z tohoto období se dochovalo několik neúplných analýz minerální vody (Scholz 1812, Meissner 1828, Schneider 1861–62 in Pelikán et al. 1987). V roce 1862 odkryli dělníci při zemních pracích zdroj minerální vody, později označovaný jako Vilém (kruhová skružová jímka průměru 0,8 m hloubky 3,3 m).

V roce 1923 byl zachycen betonovou jímkou nejzápadnější zdroj minerální vody (jediný ze starých zdrojů se samovolným přetokem) označovaný jako Trubkový pramen.

Další průzkum, při kterém bylo vyhloubeno patnáct sond, z nichž šest zachytilo minerální vodu, vedl R.Kampe v roce 1931. Při těchto pracích byl vybudován zdroj

Norbert (jediný ze starých zdrojů dosud nelikvidovaný, rekonstruován v roce 1965 překližkovými a kameninovými zárubnicemi s perforací v úseku 5–10 m).

Následný hydrogeologický průzkum, podložený vrtnými pracemi, započal až v roce 1950 pod vedením O.Hynie (Jirkovský 1953). Na základě jeho projektu byly vyhloubeny vrty S-1, S-2 a S-3, z nichž třetí zůstal nedokončen, protože zastihl pouze rozptýlené výstupní cesty minerální vody v kvartéřních sedimentech bez přelivu nad terén.

Původní jímací objekty Maxmilián, Vilém, Bezejmenný, Antonín, Karel, Trubkový a Norbert byly vybudovány v 19. a začátkem 20. století. Zachycovaly mělkými pramennými jímkami v kvartéřních sedimentech rozptýlené minerální vody. Uvedené původní jímací objekty s výjimkou zdroje Norbert nebyly pro zřídelní oblast po odvrtání hlubokých jímacích vrtů významné a proto byly likvidovány.

Uvažovalo se o využití ložiska peloidů v Hubertově pro balneoterapii (současný stav neznám). Limitujícím faktorem je malá kubatura ložiska o ploše 0,5 ha, které se nachází na louce v 1. ochranném pásmu přírodních léčivých zdrojů kolem kóty 830 m n.m., když maximální mocnost rašeliny nepřesahuje 1,9 m. Ložisko peloidu je dotováno jednak povrchovou vodou dvěma bezejmennými potůčky přitékajícími od Z, jednak skrytými přírony prostých podzemních vod, hladina podzemní vody kolísá v rozmezí 0,0 až 0,5 m p.t. Souvislost s minerálními vodami nebyla prokázána.

Celkový režim minerálních vod zřídelní oblasti Karlovy Studánky lze souhrnně charakterizovat těmito zákonitostmi:

1. Veškerá voda je atmosférického původu, infiltruje na svazích Hrubého Jeseníku a proudí směrem do údolí Bílé Opavy.
2. Cyklické změny úrovní hladin (vydatností) a obsahu CO₂ jsou závislé na velikosti atmosférických srážek. Nejvyšších úrovní hladin, resp. vydatností je dosahováno v období březen – květen po jarním tání.
3. Minerální voda nemá přesně vymezené pásmo tvoření vzhledem k tomu, že je zde značný nadbytek CO₂ oproti množství vody. Minerální vody se tvoří ve větších hloubkách, kde se plyn dostává do styku s vodou. Část minerálních vod pak vzniká při bázi kvartéřních sedimentů.

4. V hydrogeologické struktuře lze rozlišit:

- Hlavní výstupní zónu, kterou představuje tektonická zóna bělského zlomu (směr SSZ–JJV) nejméně 20–30 m široká, která ovlivnila velmi významně geomorfologii údolí. (Nejhlubší část údolí se nachází pod pravým svahem, kde suti dosahují mocnosti přes 50 m). Její silná propustnost byla ověřena vrtem S-5.
- Hlavní rozptylové cesty, tvořené žilami metabazitových hornin (diabasů), které probíhají směrem SV–JZ pod úklonem 45° k JV, tj. téměř kolmo na směr hlavní tektonické linie. Tyto horniny mají podstatně vyšší propustnost než

okolní fylity. Jejich původní puklinová porozita byla ještě zvýšená rozkladem a hydrolyzou některých minerálů.

- Podružné rozptylové cesty, jimiž jsou kvartérní sedimenty. V důsledku nadbytku CO₂ uniká suchý plyn až do sutí, kde sytí prosté vody.

5. Minerální i prosté podzemní vody jsou ve vzájemné hydraulické spojitosti.

Zprávy o prvních pokusech, jak využívat zdejší prameny k léčebným účelům, pocházejí ze 17. století, ale lázně vznikly o 100 let později, v roce 1785, kdy celé bruntálské panství patřilo po konfiskaci po bitvě na Bílé hoře v roce 1620 Řádu německých rytířů.

Flyšové pásmo Západních Karpat na Moravě

Nejvýznamnější vývěry uhličitých vod na Moravě jsou v lázních Luhačovice. Přírodní uhličitě minerální vody, které zde vyvěrají, náleží k provincii uhličitých vod jihovýchodní Moravy, která se vzhledem k nejvýznamnějším výskytům označuje jako luhačovická provincie. Jedná se o skupinu výskytů uhličitých vod na linii nezdenického zlomu mezi Březovou pod Lopeníkem a Biskupicemi (na zájmovém listu se nachází kromě Luhačovic i lokalita Rudice s drobnými vývěry uhličitých vod). V prodloužení této linie se na Slovensku vyskytují uhličitě a termální vody v Pováží.

Luhačovické minerální prameny byly místnímu obyvatelstvu známy a využívaly se už od pravěku, o čemž svědčí archeologické nálezy. Teprve ze 16. století se dochoval název "slaná voda". Význam luhačovických zdrojů v té době nepřesáhl lokální hranice. Dokladem toho je práce Tomáše Jordána z Klauzenberku (1580) o léčivých vodách, který luhačovické kyselky neuvádí, ale uvádí méně důležité zdroje uhličitých vod z okolí Uherského Brodu. Do konce 17. století byly prameny udržovány místním obyvatelstvem jako mělké studánky s dřevěným obložení na úpatí Malé a Velké Kamenné.

O luhačovických minerálních vodách se poprvé zmiňuje Hertod (1669) v latinském spise vydaném ve Vídni. Teprve po r. 1668 byly postupně zdroje kyselky zachyceny či rekonstruovány celkem asi 50-ti různými způsoby, avšak ne vždy s předpokládaným výsledkem. V průběhu lázeňské historie byly zaznamenány téměř tři desítky přirozených zdrojů kyselky. Jejich prameny se časem měnily a některé byly díky nevhodným zásahům zlikvidovány.

V roce 1915 byly Luhačovice oficiálně vyhlášeny moravským zemským zákonem za lázeňské město.

Minerální voda se zde od té doby jímala přirozenými vývěry (Alosika, Amandka, Antonínka, Čítárna, Jubilejní, Janovka, Ottovka, Vincentka a Ústřední), které se nacházely v údolní nivě Luhačovického potoka. Výjimkou je pouze pramen Aloiska na úpatí Velké Kamenné, který se nachází 35 m nad úrovní údolní nivy.

Byly navrtány první vrty – Elektra a Gejzír. Protože však prameny jako zdroje minerálních vod postupně přestaly vyhovovat hygienickým požadavkům, byly přestavovány a rekonstruovány. Velkým problémem byla v minulosti zastaralá kanalizační síť, která byla navíc přetěžována v letních měsících, kdy byla plně obsazena ubytovací zařízení u luhačovické přehrady nad lázněmi.

Dne 13. 11. 1985 byla provedena na určeném úseku kanalizační sítě stopovací zkouška. Cílem průzkumných prací bylo ověření možnosti kontaminace minerální vody z kanalizační přípojky Divadelní restaurace a inhalatoria aplikací stopovacích látek – fosforečnanu sodného a octanu sodného. Ačkoli touto zkouškou nebyla potvrzena souvislost mezi bakteriálním znečištěním pramene Janovky, nebylo vyloučeno, že tento úsek by mohl být zdrojem kontaminace. Z dalších výsledků vyplynulo, že na bakteriálním znečištění pramenů se může podílet přímé pronikání povrchového splachu do studní a infiltrace kontaminovaných vod (Seitlová – Swarzerová 1986, Švajner 1992).

V důsledku havárie pravobřežního kanalizačního sběrače koncem ledna 1987 byla silně bakteriologicky kontaminována zřídla Čítárna, Jubilejní a Ústřední. Znečištění bylo z vody odstraněno až po dvou měsících sanačního čerpání vody ze zřidel. Vyskytovaly se zde jak psychrofilní a mesofilní bakterie, tak koliformní bakterie a enterokoky, které indikují čerstvé fekální znečištění.

Problém byl vyřešen výstavbou nového pravobřežního sběrače (Švajner 1992) a přechodem na hlubinné jímání pomocí vrtů. I když se minerální vody z těchto vrtů mísí s prostou infiltrující vodou, doba zdržení v horninovém prostředí je dostačující na to, aby výsledná minerální voda v jímacích objektech byla bakteriologicky nezávadná.

Zlepšení situace z hlediska bakteriologické kontaminace ukázaly rozbory prováděné Okresní hygienickou stanicí ve Zlíně za období 1990 – 1997. Bakteriologická závadnost rapidně poklesla po roce 1993 i v původních zdrojích minerálních vod (Aloiska, Vincentka, Ottovka).

Ovšem i dnes zvýšené hodnoty oxidovatelnosti (CHSK_{Mn}) minerálních vod jsou podmíněny dlouhodobou kontaminací prostředí úniky z kanalizace (Švajner 1992).

Protože vlivem nadměrné exploatace mělkých vývěřů docházelo k postupnému zředování minerálních vod a kontaminaci, přistoupilo se v roce 1987 k průzkumu tzv. druhé zvodně. Pod tímto názvem se rozumí veškerá podzemní voda (minerální i prostá) ve flyšových horninách pod kvartérním pokryvem.

Byly vybudovány vrty řady BVJ 301 – BVJ 306 (Nová Jubilejní, Nová Vincentka, Nová Janovka, Nová Ústřední, Bystrica a Vladimír). Jejich hloubky dosahují 30 – 50 m a nadloží kolektoru minerálních vod tvoří nesouvislé polohy jílu a jílovců. Hladina ve vrtech je napjatá s negativní výstupnou úrovní a pokud nejsou přetěžovány nadměrnou exploatací, možnost antropogenní kontaminace je minimální (Řezníček 1987).

Léčebné lázně Luhačovice si objednaly u firmy Aqua Minera průzkum na ověření možnosti rozšíření zřidelní základny o další zdroj minerální vody. Nový vrt (BJ 331) zajistil nejen minerální vodu, ale prokázal také, že zdroje uhličitých minerálních vod je

možno jímat i z míst mimo údolní nivu. Výhodou umístění zdroje mimo údolní nivu je vyloučení zaplavení vrtu povrchovou vodou z potoka. Vrt BJ 331 je umístěn ve svahu nad údolní nivou mezi Kamennou a Bezručovou ulicí a minerální voda z něho získána, byla klasifikována podle normy ČSN 86 8000 jako přírodní, středně mineralizovaná jodobromová kyselka, hydrogenuhličitano–chlorodivo–sodného typu, se zvýšeným obsahem lithia a kyseliny borité, studená, hypotonická. Vrt je v přímé hydraulické a hydrochemické souvislosti s vrtem BJ 306 (Vladimír). Oba zdroje dohromady poskytují $1,5 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ uhličitě minerální vody (Řezníček 1997).

V roce 1998 byly jako nové přírodní léčivé zdroje vyhlášeny Vincentka II. a Jaroslava (BJ 331).

Názory na genezi luhačovických minerálních vod se postupně vyvíjely (Hynie 1963, Květ – Kačura 1976, Franko – Gazda – Michalíček 1975). Většina autorů dnes souhlasí s názorem K. Zapletala (1932), který poprvé označil luhačovické minerální vody jako “zkažené “ naftové vody.

Metamorfované marinní fosilní vody na vody naftového typu jsou v důsledku příhodných litologicko–tektonických poměrů vynášeny z hloubek k povrchu. Oxid uhličitý postjuvenilního původu stoupá po puklinách a tektonických poruchách do vyšších poloh, přitom se setkává v různých hloubkách se zdroji mineralizovaných naftových vod. Pro ně je typická složka Na–Cl, snížený obsah SO_4 (pouze desítky $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a relativně zvýšený obsah jodidů, bromidů, bóru, amoniaku, kyseliny borité a aromatických a plynných uhlovodíků. Při kontaktu vody s CO_2 vzniká kyselina uhličitá, která metamorfuje složení vody tím, že působí na okolní flyšové horniny (obsahující 20–25% karbonatický tmel), rozpouští je, způsobuje iontovou výměnu hydrolýzou alumosilikátů a iontovýměnnými pochody z nich uvolňuje sodík a draslík, vázaný na pelity mořského původu nebo na alumosilikáty. Tím vzrůstá zastoupení složky $\text{Na}-\text{HCO}_3^-$ a $\text{Ca}-\text{HCO}_3^-$ a ta se stává hlavní složkou minerální vody.

Protože podíl složky Na–Cl a $\text{Na}-\text{HCO}_3^-$ je přibližně stejný a obsah $\text{Ca}-\text{HCO}_3^-$ představuje 10 – 15 mval%, klasifikujeme minerální vody z hlediska geneze jako petrogenní vody směsného původu, hydrosilikáto–marinogenní s podílem karbonátogenní složky. Vody jsou v konečné fázi ředěny prostou infiltrující podzemní vodou z aluviálních náplav Luhačovického potoka. Pokud vystupují z hloubek k povrchu – např. po puklinách nebo vrtem a nemísí se s prostými vodami, jejich mineralizace dosahuje hodnot od 10 do $15 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$. Ve většině případů se však s prostou vodou mísí a výsledná mineralizace se pohybuje od 2 do $8 \text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$.

Vývojové trendy (v 30ti leté řadě chemických analýz) obsahů sodíku a chloridů, jako primární marinní složky v luhačovických minerálních vodách, jsou klesající. Nepatrný vzrůst byl zaznamenán pouze u Gejíru a Pramene Ústředního, Vincentka má obsahy poměrně stabilní. Klesající tendence nejenom obsahů Na a chloridů, ale i celkové mineralizace, znamenají ředění minerální vody prostou vodou v důsledku nadměrné exploatace (Nováková 1997).

Na území lázní Luhačovic se nachází také zdroj sirné vody, která má zcela odlišnou genezi než minerální uhličitě vody. Formuje se z převážně vadózní vody. Přítomnost metanu, spjatá s hlubinnými ložisky uhlovodíků, mění podmínky ve zvodni tak, že vzniká prostředí vhodné pro rozvoj desulfurikačních bakterií, které redukují sírany, obsažené ve vodě, na sirovodík. Původ síranů je petrogenní, vznikají oxidací sulfidů železa (např. pyritu), které jsou charakteristickou složkou flyšových hornin. Nejnovějším luhačovickým pramenem je Pramen sv. Josefa vedle kostela (2002).

Drobné výskyty uhličitých minerálních vod se nachází na lokalitách *Rudice, Nezdenice a Záhorovice*. Zdaleka nedosahují chemických parametrů uhličitých minerálních vod v Luhačovicích, ale jsou využívány místními obyvateli. Jsou slabě mineralizovaná, slabě až středně uhličitá.

Bánovská kyselka u Nezdenic

Suchá Loz

Vývěr minerální vody v obci Suchá Loz je znám pod názvem "Lozanka". Minerální voda vyvěrá z flyšových sedimentů bělokarpatské jednotky magurského flyše. Je řazen k uhličitým vodám, které jsou vázány na nezdenický zlom a neovulkanity. Lozanka je jedna z nejstarších využívaných minerálních vod na Moravě, zmiňuje se o ní již v r. 1530 Tomáš Jordán z Klauzenberku. Plnírna této minerální vody fungovala již před I. svět. válkou. V r. 1963 byl provoz ukončen.

11. SULFANOVÉ (SULFIDOVÉ, SIROVODÍKOVÉ) VODY

Podmínkou pro vznik sulfanu a jeho iontových forem je přítomnost síranů, sufátoredukujících bakterií a alespoň malého množství organických látek, nezbytných pro činnost těchto bakterií. Tyto organické látky mohou pocházet ze živců nebo organické hmoty uchované v sedimentech. Koncentrace sulfidické síry může značně kolísat během roku a v určitém časovém období může klesnout i pod uvedený limit pro sulfidové vody (tj. pod 1 mg.l⁻¹). Sulfidové vody mají typický zápach, bývají zakalené elementární sírou a mohou obsahovat kolony slufátoredukujících a siřných bakterií.

Sulfanové minerální vody se v České republice se vyskytují v několika odlišných hydrogeologických jednotkách:

- *permokarbonu podkrkonošské pánve*

lázně Fořt (součást obce Rudník u Vrchlabí). Minerální voda C-S-Na typu, studená. Lázně funkční do r. 1922, zanikly po založení chemického závodu na výrobu umělého hedvábí v těsné blízkosti lázní. Pramen ale fungoval dále.

Minerální voda vyvěrala v horninách podkrkonošského permu, v místech, kde se údolí potoka křížuje s předpokládanou tektonickou linií s. - j. směru. Na V od linie vystupuje rudnický obzor - slepence, pískovce, prachovce a jílovce s vložkami bitumenózních slínovců až jílovců, které se dříve v Rudníku těžily pro obsah sulfidů mědi. Obsah sirovodíku zřejmě pochází z rozkladu síranů v redukčním prostředí bitumenózních pelitů; Na-HCO₃ charakter nasvědčuje hlubšímu oběhu po tektonických poruchách s. - j. směru. Z chemické analýzy z r. 1973 - obsah sirovodíku kolem 1 g.l⁻¹.

- *Český masív*

Výjimečnými minerálními vodami jsou oteplené sulfanové vody vznikající mimo rámec sedimentárních hornin v žulovém masívu v Bludově a na styku keprnické ortorulové klenby s koutským svorovým pásmem ve Velkých Losinách. Zvýšená teplota vody ukazuje na hlubší oběh a relativně rychlý výstup minerální vody po otevřených poruchách. Protože krystalinikum postrádá zdroj organické hmoty, jak je tomu v sedimentárních oblastech, byl původ sirovodíku dosud velice nejasný. Ukazuje se, že při jinak stejné tvorbě H₂S ze síranů redukcí desulfurikačními baktériemi a za dalších podmínek, z nichž nejdůležitější je nepřítomnost organické hmoty, je nutno uvažovat o povrchovém recentním původu organických látek (v podstatě pocházející z lesních porostů) z míst, kde infiltrují vody doplňující pásmo tvorby nízkomineralizovaných minerálních vod. Děje se tak v poruchových pásmech sz. směru, které ve vyšších polohách umožňují koncentrovaný sestup vod z okolního povodí a v nižší poloze na křížení těchto poruchových pásem s poruchovými liniemi a otevřenými cestami jiných směrů, pak vlastní výstup vody jako ve spojitě nádobě.

Výskyty vázané na třebíčský masív jsou známé ojedinělé výskyty - Okrašovice a Pozďátky (dnes nefunkční nebo zaniklé zdroje).

– **paleozoikum (devon)**

Sulfanové minerální vody vázané na devonskou strukturu, pokrytou málo mocným souvrstvím neogénních sedimentů, představují lázně Slatinice. Obohacení minerální vody o chloridy a organickou hmotu je zde připočítáno buď migrací z podložních devonských hornin nebo laterální migrací z kulmu po významných zlomových poruchách nebo z neogénních sedimentů.

– **mesozoikum (jura)**

Na karbonátový vývoj jury v karpatské předhlubni jsou vázány sulfátové vody, dosahující parametrů minerálních vod.

Lokality: Mušov, Pasohlávky (hluboké vrty)

– **neogén karpatské předhlubně a Vídeňské pánve**

Sulfanové minerální vody mají vyšší obsah síranových iontů, jejich vydatnost je nízká a přívod organické hmoty je vázán na zlomy, kterými proudí plynné organické látky z neogénních, příp. podložních hornin (flyšových).

Lokality ve Vídeňské pánvi: Čejč, Čeložnice, Lanžhot, Milotice, Moravský Písek, Podivín, Vacenovice.

Lokality v karpatské předhlubni: Pornice I – III, Slavkov, Vřesovice, Výšovice, Skalka (kulm+neogén karp. předhlubně)

– **flyšové pásmo Západních Karpat**

Geneze sirovodíkových minerálních vod je spojená s přítomností metanu, jehož zdrojem jsou hlubinná ložiska uhlovodíků. Metan mění podmínky ve zvodni tak, že vzniká prostředí vhodné pro rozvoj desulfurikačních bakterií, které redukují sírany, obsažené v podzemní vodě, na sirovodík. Původ síranů je petrogenní, vznikají oxidací sulfidů železa (např. pyritu), které jsou charakteristickou složkou flyšových hornin.

Celkem ojediněle se sulfanové vody vyskytují ve ždánicko-podslezské jednotce (Šitbořice, Želetice).

V dalších jednotkách flyšového pásma Západních Karpat na Moravě: Bělov, Bratřejov, Brumov, Břestek, Březolupy, Buchlovice, Halenkov, Hovězí, Javorník, Korytná, Kostelec u Zlína, Lhotsko, Lípa, Lipová, Lutonina, Malenovice, Napajedla, Nezdenice, Nový Hrozenkov, Podhradí, Podolí, Pradlisko, Prštné, Salaš, Slopné, Strání, Rybí, Valašská Polanka, Veletiny, Velké Karlovice, Velký Ořechov, Veřovice, Vizovice, Vlachovice, Zádveřice, Želechovice nad Dřevnicí.

Některé sulfanové vody jsou vázány na kvartérní sedimenty údolních niv řeky Dyje a Moravy. Pro kvartérní sedimenty je typická příměs organické hmoty, buď přinesené splachem ornice nebo ve formě rostlinných zbytků (kmeny stromů),

kteře se usazovaly v pomalých tocích, mrtvých ramenech a pod. Existence organické hmoty v kvartérních sedimentech (xylolity a rašelina) s vodou obsahující sírany určuje podmínky pro životní činnost aerobních i desulfurikačních bakterií.

Lokality: Ostrožská Nov Ves, Petrov, Sedlec a bývalá studna v Brodu nad Dyjí

Luhačovice

Zdroj sirovodíkové vody nemá s uhlíčitými minerálními vodami nic společného. Má zcela odlišnou genezi, formuje se převážně z vadózní vody. Minerální voda má celkovou mineralizaci kolem 550 mg.l⁻¹, obsahuje 1,3 mg.l⁻¹ H₂S v doprovodu ostatních plynů (metan). Teplota dosahuje okolo 10,5 mg.l⁻¹.

LOKALITY SIROVODÍKOVÝCH MINERÁLNÍCH VOD V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTKÁCH

Český masív

Bludov

Lázně Bludov, a.s., v samostatném lázeňském areálu situovaném na z. okraji obce Bludov využívají prostou, síranovo-chloridovou sodnou, hypotonickou, silně alkalickou přírodní minerální léčivou vodu se zvýšeným obsahem fluoru a se zvýšenou teplotou (24,2 °C). V roce 1963 získala léčebna nový zdroj léčivé vody, jehož technické parametry spolu s kvalitou zachycené vody zajišťují pokračování lázeňské tradice i po fyzickém zestárnutí původních zdrojů Therma a Bazénový.

Zdroj léčivé vody (v minulosti nesprávně označované za sirnou radioaktivní termální minerální vodu) byl znovu objeven v roce 1929, kdy byly na místě s nápadně špatným vzrůstem vegetace v údolní nivě Moravy na pozemku statkáře Z. Pospíšila odebrány vzorky vody. Podle nepotvrzených historických údajů však již v 17. století využívali Žerotínové na pozemcích svého panství v bludovském katastru ke koupelím teplý pramen a na jeho vývěru nechali vystavět mramorový bazén, který však byl později zničen. Z roku 1933 existuje popis 82,8 m hlubokého vrtu, který v hloubce 27,6 m (štěrky pod izolační polohou jílu) zastihl rozptýlené výstupní cesty údajné minerální vody v kvartérních fluviálních náplavech. Podle originálního popisu vrtu byly v hloubkové úrovni 10,1 až 11 m p.t. navíc zastiženy „výrony plynu“ (pravděpodobně šlo o malé koncentrace CO₂, jehož tvorba je geneticky spjata s mikrobiální produkcí sirovodíku). Původní přetok vody 30 l.min⁻¹ postupně poklesl zhruba na úroveň 20 l.min⁻¹. Na přelomu let 1937/38 byl vyhlouben další jímací vrt hluboký 76 m s přetokem 8 l.min⁻¹ vody o kolísající teplotě 20 až 24 °C; i u popisu profilu tohoto vrtu je zmínka o „výronech plynu“ v hloubce kolem 8 m. Nesystematicky vedené záznamy o jímacích objektech nevyklučují existenci dalších dvou vrtů z konce třicátých let, které byly alespoň po přechodnou dobu využívány k jímací léčivé vody (tzv. Pramen III a Pramen železitý IV). Již v průběhu třicátých let bylo započato se stavbou lázeňských budov a byla zahájena léčba nemocí

pohybového aparátu, dýchacích a ženských orgánů a některých dalších onemocnění. K roku 1949 jsou však zmiňovány jen původní vrty označované jako Therma a Bazénový. Čtyři průzkumné vrty V(S)–1 až V(S)–4 (max. hloubka 44,5 m) z poloviny padesátých let hloubené v nevelké vzdálenosti od lázeňské budovy pro tehdejší Ministerstvo zdravotnictví nezachytily ani rozptýlené výstupní cesty léčivé vody.

V roce 1963 byl vzhledem k havarijnímu stavu výstroje stávajících jímacích objektů vyhlouben nový vrt Hg–1, který umožnil podchycení hlouběji uložených výstupních cest minerální vody na dislokacích šumperského granodioritového masivu. Vrt Hg–1 hluboký 130 m je vystrojen překližkovými zárubnicemi, v hloubce 122,5 m je zhotoven dřevěný uzávěr.

Původní technicky nevyhovující zdroje Therma a Bazénový byly v rámci dokončovacích prací na vrtu Hg–1 likvidovány.

Lázně Bludov jsou komplexním dětským léčebným ústavem (léčení dětské obezity a neurologických onemocnění), v jehož areálu je vybudován balneoprovoz pro ambulantní dospělé pacienty s indikacemi nemocí pohybového aparátu (léčba artrózy, Bechtěrevovy nemoci a revmatických onemocnění). Lázně jsou specializovány na léčbu nemocí ledvin a močových cest, nemocí a poruch výměny látkové a žláz s vnitřní sekrecí, nemocí pohybového aparátu a netuberkulózních nemocí dýchacího ústrojí.

Balneologicky využívaná minerální voda s hlouběji založeným oběhem se formuje z atmosférických vod, infiltrujících do hornin tektonicky silně postižené skupiny Branné při z. okraji keprnické skupiny v oblasti Olšan. Pomalé proudění podzemní vody je vázáno na zónu bušínského zlomu probíhající údolím Moravy až k Bludovu. Výstup podzemní vody z hloubek kolem 500 až 600 m (vzhledem ke geotermickému stupni předpokládaná hloubková úroveň formování vod) k povrchu je limitován jednak zatěsněním tektonické zóny v cementačním pásmu, jednak možností nekontrolovatelného rozptylu vod hlubšího oběhu do mělkého kolektoru v kvartéřních fluvialních sedimentech údolí Moravy. K laterálnímu rozptylu od bušínské poruchy směrem k SV do levobřežní části údolní nivy Moravy dochází u vystupujících podzemních vod jen v oblasti rozšíření šumperského masivu, jehož granodiority jsou oproti jz. ležícím metamorfům křehčí a tudíž i prostoupené otevřenějším systémem tranzitních cest.

Pozitivní výtlačná piezometrická úroveň minerálních vod bludovského typu je dána na jedné straně nadmořskou výškou infiltračního území a hydraulickými odpory na tranzitních cestách, na druhé straně odpory na výstupních cestách a v úrovni terénu v místě výstupu. Tam, kde v přírodních podmínkách může docházet k volnějším skrytému vývěru podzemní vody hlubšího oběhu do mělkého kolektoru v kvartéřních fluvialních sedimentech, může být zaznamenána i negativní výtlačná úroveň.

Polootevřenost bludovské zřidelní struktury působí jako přírodní faktor její ochrany. Díky dlouhodobé době setrvání infiltrovaných atmosférických vod ve struktuře (stanovení přesné doby zdržení metodou radiouhlíku ^{14}C nebylo úspěšné s ohledem na chemické složení vody; Šilar 1990) dochází k samovolnému odbourávání případného bakteriálního znečištění, které může být atmosférickými vodami vnášeno i do horninového prostředí.

Velké Losiny

Lázně Velké Losiny (v balneologické literatuře známých též pod názvem Gross Ullersdorf) patří mezi nejstarší a nejznámější moravské lázně s nejdelší tradicí v léčení nemocí nervových a nemocí dýchacího ústrojí. Vedle zdroje prosté sirné termální léčivé přírodní minerální vody je hlavním léčebným prostředkem též rehabilitace a fyzikální léčba. U nemocí nervových se využívá léčivých účinků sirné termální vody a léčebné rehabilitace, vodoléčby, elektroléčby, parafinových obkladů, akupunktury, jógy a hippoterapie. Pro léčbu neurologicky postižených dětí a dospělých se používá specifických léčebných metod (Vojta, Kabat, Bobath, Freemann). U nemocí dýchacího ústrojí nachází široké uplatnění mezi léčebnými procedurami inhalace, klimoterapie, muzikoterapie a léčebná rehabilitace.

Lázně Velké Losiny jsou známy jako lázeňské místo již přibližně 500 let. Moderní hydrogeologické zhodnocení zřidelní struktury je podstatně mladšího data, přestože se o pramenech minerálních vod ve Velkých Losinách zmiňuje již roku 1557 Tomáš Jordán z Klausenburgu. První chemické rozborů minerální vody pocházejí z roku 1907, kdy C. Bostschick a A. Gröger analyzovali minerální vody pramenů Eliška, Marie a Karel.

Sirná terma se formuje po sestupu srážkových vod do hloubek kolem 1 km. V prostředí silně metamorfovaných hornin keprnické jednotky dochází vlivem značné doby setrvání vody v podzemí (řádově tisíce let) k jejímu ohřevu na teplotu kolem $37\text{ }^{\circ}\text{C}$ a ke změně jejího chemického složení. Výsledkem je vznik termy s vysokým stupněm alkality (pH asi 9,5), nízkou celkovou mineralizací ($0,3\text{ g.l}^{-1}$) a zvýšeným obsahem mobilizovaného SiO_2 a fluoru. Iontové složení je charakterizováno u kationtové části naprostou převahou sodných iontů (průměrně 70 mg.l^{-1}), v aniontové části převahou karbonátů a hydrogenkarbonátů. Významnou součástí minerální vody jsou sloučeniny aktivní síry, reprezentované hydrogensulfidem HS^- . Z balneologického hlediska lze za nejvýznamnější považovat obsah sloučenin a aktivní volné síry ($3\text{--}6\text{ mg.l}^{-1}$).

Minerální voda všech zdrojů, ať již přirozených výstupních cest (Eliška, Marie, Marie-Terezie a do roku 1975 Karel) či vrtů (BJ-11 až BJ-16, BVJ-211) má velmi stálé chemické složení. Během osmdesáti let, po které byly prameny sledovány, nedošlo v iontové oblasti k žádným významným změnám.

Využitelné zdroje sirných minerálních vod ve zřidelní struktuře Velké Losiny:

- teplé sirmé minerální vody o teplotě vyšší než 35 °C – Žerotín (BVJ-211/III): 21,0 l.s⁻¹
- vlažné sirmé minerální vody o teplotě 25 – 30 °C – Petr (BJ-15): 1,5 l.s⁻¹, Dobra (BJ-16): 1,5 l.s⁻¹
- studené sirmé minerální vody o teplotě 10 – 12 °C – Karel: 0,1 l.s⁻¹

Slatinice

Stavba lázní započala v roce 1731 a to přímo u léčebného pramene, kde byly dokonce položeny základy. Stavba nebyla nikdy dokončena. Jedním z hlavních důvodů bylo, že stavba na mokré půdě, skoro močále, by si vyžádala daleko větší náklady.

Proto byl nakonec nový lázeňský dům postaven až v r. 1733 na současném místě.

Pro balneologické účely jsou využívány prosté (celková mineralizace 0,6 až 0,65 g.l⁻¹) sirmé hydrogenuhličitano–chloridové, vápenato–hořečnato–sodné, hypotonické léčivé minerální vody o teplotě kolem 15 °C. Základem léčby onemocnění pohybového aparátu jsou koupele v minerální vodě uměle přihřívané na teplotu kolem 36 až 37 °C.

Omezená vydatnost původního přirozeného vývěru – tzv. Lázeňského pramene – byla příčinou, že se lázeňský provoz v průběhu staletí příliš nerozvíjel a že na 144 lůžek lázeňské léčebny bylo k dispozici pouze 18 van a 1 rehabilitační bazén. Lázně Slatinice je možno charakterizovat minimální atraktivitou pro cestovní ruch a omezenou vybaveností a to i navzdory tomu, že celková kapacita lázeňského místa by mohla s ohledem na vydatnost struktury činit až 400 lůžek lázeňské péče.

Hydrogeologická stavba slatinické zřidelní struktury není i přes řadu novodobých průzkumů dosud beze zbytku objasněna. Na základě stávajících dostupných poznatků lze konstatovat, že k přirozenému vývěru minerálních vod k povrchu dochází v místě vyklínění sedimentů badenu, z jejichž podloží tak vystupují světle šedé jemnozrné vilémovické vápence s přítomností prvků krasovo–puklinové porozity. Toto hydrogeologické prostředí je hlavní akumulací a výstupní oblastí minerálních vod, přičemž infiltrační oblast balneologické struktury lze očekávat na jižněji situovaných výchozech vápenců čelechovického paleozoika, které dosahují vyšších nadmořských výšek (320 m n.m.) ve srovnání s kótou severněji ležící erozní báze balneologické struktury v údolí Slatinky (230 m n.m.). Jižní hranici infiltrační oblasti představuje až tektonická zóna na J omezující čelechovické paleozoikum, podle níž byl zakleslý pruh devonských vápenců současně přesunut směrem k V (hydrogeologická rozvodnice tedy přesahuje směrem k J rozvodnici hydrologickou). Toto strukturně–geologické a morfologické uspořádání podmiňuje regionální proudění podzemních vod v balneologické struktuře výhradně ve směru od J k S. Podložní tmavě šedé dolomitické lažánecké vápence až dolomity vystupují v roli relativně nepropustného izolátoru, který však při výraznějším tektonickém porušení může být též prostředím rozptylu minerálních vod (zachyceny např. starým vrtem ve mlýně nebo jímacím vrtem BJ-8). Nadložní droby a slepence myslejovického

souvrství, březinské a ponikevské břidlice stejně jako šedé hněvotínské vápence s laminami jílovitých břidlic tvoří pak krasovo-puklinovému kolektoru vilémovických vápenců stropní izolátor, při jehož výstupu na povrch docházelo k původnímu přirozenému přelivu minerálních vod v Lázeňském prameni.

K formování napjatého artéského režimu celé balneologické struktury s kótou výtlačné úrovně kolem 233 m n.m. přispívá kromě převýšení oblasti infiltrace nad oblastí drenáže existence nepropustného izolátoru nadložních pelitů badenu. Průlinové kolektory v sedimentech plioleisticénu a kvartéru v nadloží badenu nejsou s balneologickou strukturou hydraulicky propojeny.

Narušení generelního směru proudění minerálních vod příčnou tektonikou v-z. směru může být velmi výrazné, avšak jeho míru nelze kvantifikovat. Lze jen předpokládat, že příčná poruchová pásma a jejich okolí jsou prostředím zvýšené propustnosti s drenážním účinkem na okolní horniny. Protínají-li tyto tektonické zóny kolektor vilémovických vápenců, dochází k narušení směrného oběhu podzemních vod a k jejich následnému rozptylu do okolních méně propustných lažáneckých vápenců. Nejvýznamnější příčná dislokace probíhá mezi jímacím vrtem BJ-9 v s. části balneologické struktury a ostatními průzkumnými objekty na J. Jejím současnou hydrogeologickou funkci lze pouze předpokládat, když na základě rozdílných obsahů sirovodíku a odlišné teploty minerálních vod jsou možná dvě vysvětlení: 1. tektonická zóna je přírodní cestou vysoce mineralizovaných Na-Cl vod do slatinické zřídelní struktury; 2. tektonická zóna je kontaktní linií mezi vysoce mineralizovanými vodami Na-Cl typu s. kry a vodami Ca-HCO₃ typu kry jižní.

Hydrochemický charakter minerální vody odpovídá litologickému charakteru prostředí jejího formování. Prostá minerální voda neobsahuje – vyjma vyšších koncentrací chloridů a sodíku a zvýšené teploty (14 až 16 °) – významnější složky, které by dokumentovaly větší hloubku založení jejího oběhu nebo výraznou dotaci z hluboko uložených kolektorů okolních hydrogeologických struktur. Vyšší obsah ²²⁶Ra (0,111 Bq.l⁻¹) a ²²²Rn (7,215 Bq.l⁻¹) v minerální vodě zjištěný radioaktivním rozбором může mít původ buď v bazálních klastikách badenu nebo s větší pravděpodobností pochází z podložního brunovistulika.

Oblast výskytu vápencových hornin je však hydrochemicky značně komplikována přítomností aktivní síry (volný sirovodík H₂S a hydrogensulfidový ion HS⁻), jejíž obsahy nejsou u všech jímacích a průzkumných objektů stejné (Lázeňský pramen 1,1 mg.l⁻¹, jímací vrt BJ-9 2,7 mg.l⁻¹) a značně kolísají rovněž během roku v závislosti na měnících se podmínkách infiltrace.

Původ volného sirovodíku v minerální vodě zůstává i přes tyto poznatky nadále spolehlivě neobjasněn, když lze pouze vyloučit jeho ryze juvenilní původ. Pro vznik volného sirovodíku mimo balneologickou strukturu chemickým procesem rozkladu sulfidických břidlic podložního proterozoika případně paleozoika (obdoba vzniku

sirné minerální vody v lázních Skalka u Prostějova) nejsou předpoklady, pravděpodobnější se jeví jeho vznik přímo ve slatinické balneologické struktuře chemickým nebo biochemickým procesem.

Sirovodík chemického původu vzniká spalováním síranů při teplotách nad 50 °C za přítomnosti běžných plynů metamorfních pochodů (tj. CH₄, H₂ a CO₂). Vzhledem k nepřítomnosti volného oxidu uhličitého v minerální vodě je tento způsob obohacení sirovodíkem nepravděpodobný.

Celkový chemismus minerální vody s vysokými koncentracemi sodíku a chloridů za současně nízkých obsahů síranů nejvíce odpovídá procesu vzniku „*naftových*“ vod s biochemickým vznikem sirovodíku, při němž dochází k rozkladu organických látek sirovodíkovými bakteriemi a k rozkladu původních síranů desulfurikačními bakteriemi za teplot kolem 40 až 50 °C. K dosažení této teploty není zapotřebí hloubek přes 1 000 m, protože oxidace organických látek je v anaerobních podmínkách exotermický proces, který může pro bakteriální činnost potřebnou teplotu zajistit i v podstatně menších hloubkách.

Původní přirozený přeliv sirných minerálních vod o vydatnosti až 2 l.s⁻¹ – Lázeňský pramen (způsob zachycení minerální vody nebyl nikdy popsán) – doplněný bočním vývěrem pramene U palírny (vydatnost až 1 l.s⁻¹) byl pro účely balneoprovozu posílen vyhloubením asi 33 m hlubokého tzv. Lázeňského vrtu, o němž však v literatuře chybí jakékoliv podrobnější údaje.

Mušov

Vyhledávací vrt na termální vody Mušov – 3G byl realizován v letech 1989 – 1990. Vrt leží v mělčí části karpatské předhlubně zastoupené miocenními sedimenty a v jurských sedimentech byl zaznamenán vydatný přítok minerální vody (vydatnost byla naměřena 7 l.s⁻¹). Voda dosahovala na ústí vrtu teploty 47 °C.

Minerální voda je typu Na–Cl, s obsahem jodidů 0,6 mg.l⁻¹, bromidů 4,1 mg.l⁻¹ a sirovodíku 6 – 14 mg.l⁻¹. Voda je proplyněna metanem (86,07 %) se stopovým obsahem etanu.

Vídeňská pánev

Přítomnost metanu je spjatá s hlubinnými ložisky uhlovodíků a mění podmínky ve zvodni tak, že vzniká prostředí pro rozvoj desulfurikačních bakterií, které redukují sírany, obsažené ve vodě na sirovodík. Původ síranů je petrogenní, vznikají oxidací sulfidů železa (např. pyritu), které jsou charakteristickou složkou flyšových hornin a sedimentů vídeňské pánve.

Sedlec

Sirovodíková minerální voda v Sedlci byla jímána studnami. Minerální voda je pravděpodobně dotována hlubinnými chloridovými vodami a dále obohacována o sírany, které pocházejí z pyritu, roztroušeném ve flyšových sedimentech.

Zdroje sirovodíkové minerální vody v Sedlci byly využívány od 17. století do roku 1948, kdy byl provoz lázní zastaven. Minerální voda byla jímána ze studní S-1 o hloubce 8,3 m a S-2, hluboké 7,5 m s vydatností cca 6 l.min⁻¹. Obsah sirovodíku se udržoval stále na vysoké hodnotě – kolem 10 mg.l⁻¹. Minerální vody byly využívány hlavně na léčebné koupele.

Budova pro léčebné koupele byla dlouhá léta devastována a studny znečišťovány.

Petrov

K balneologicky nejvýznamnějším výskytům patřila lokalita Petrov, kde byly sirovodíkové minerální vody s obsahem až 8 mg/l zachyceny několika mělkými studnami ve fluvialních náplavech údolní nivy Moravy. Jedna ze studní při lázeňské budově byla využívána pro ambulantní léčbu.

V r. 1999 byl proveden průzkumů a byly zjištěny zásadní poznatky, díky kterým minerální vodu nelze balneologicky využívat:

- sulfanové vody jsou vázány pouze na I. zvodně v kvartérních náplavech řeky Moravy a jejího levobřežního přítoku Radějovky a plošně je výskyt omezen na území mezi hřbitovem a dnes devastovanými lázeňskými objekty
- maximální koncentrace sulfanu byly dokumentovány mělkým vrtem BV 2 přímo u plotu hřbitova směrem k lázeňskému areálu
- vody II. zvodně, které se nacházejí ve vrstvách neogenních sedimentů, mají artéský režim a nepodílejí se na dotaci mělké zvodně v kvartérních sedimentech. V daných litologických a hydrogeologických podmínkách dochází k tvorbě sulfanu z organické hmoty mikrobiální činností a geochemickými procesy ve velmi mělké podpovrchové zóně v hloubkách 0 – 10 m. Vody II. zvodně se vyznačují totální absencí sulfanu. S ohledem na skutečnost, že zdroji minerální vody je I. zvodně, která je v hydraulické spojitosti s řekou a je bakteriologicky znečištěna, nelze minerální vody využívat.

Čejč

Vydataným zdrojem sirovodíkové minerální vody je pramen *Heliga*. Kvalita minerální vody zdroje Heliga byla s ohledem na obsah biologicky aktivní síry mimořádně dobrá. Obsah H₂S činil minimálně 20 mg/l, což byla hodnota v rámci sirovodíkových pramenů na Moravě absolutně nejvyšší. Dnes je upraven, slouží místním obyvatelům.

Milotice

Zámecká studna v *Miloticích*, hluboká 4 m, obsahuje minerální vodu s obsahem sirovodíku 20,0 mg.l⁻¹ (Květ – Kačura 1976). Vydatnost studny je velmi malá a voda se v současné době používá na zálivku v zámecké zahradě.

Pramen sirovodíkové vody se nachází v blízkosti obce Milotice pod kopcem Čertobrd. Minerální voda vyvěrá do neudržovaného mokřadu, takže původní místo vývěru nelze určit.

Lanžhot

Zdrojem termální minerální vody opuštěný naftový vrt Ln-16 původně hluboký 2050 m.

Karpatská předhlubeň

Lázně Skalka u Prostějova

Lázně v obci Skalka, v počáteční etapě rozvoje jako majetek Akciového pivovaru v Prostějově, využívaly již od roku 1939 přírodních vývěrů sirných vod v místní lokalitě zvané Bařisko. Už samotný název tohoto místa naznačuje, že zde již dříve v minulosti docházelo ke skrytým i zjevným vývěrům podzemních vod, které napájely rybník v místě dnešního koupaliště a lázeňského sadu.

Pro lázeňské účely byly využívány nejprve přírodní vývěry Julinka a Jan, později též první vrty Cyril–Metoděj a Svatopluk vyhloubené v roce 1938 (Schnabel 1938). Z důvodu zestárnutí výstroje a následného poklesu vydatnosti přirozeného přelivu na jejich zhlaví byly tyto dva vrty v roce 1968 nahrazeny novými vrty P-1 Vojtěch a P-2 Karel, pro něž však zůstalo na lokalitě vžito původní označení Cyril–Metoděj a Svatopluk.

Novější vrtné ověření balneologické struktury nebylo zatím provedeno, počátkem devadesátých let byla pouze teoreticky posuzována možnost komerčního balneologického využití sirných vod na lokalitě.

Hydrogeochemické formování a následný vývěr minerálních vod ve Skalce jsou podmíněny příznivými strukturními a litologickými vlastnostmi horninového prostředí a hydrogeologickými podmínkami v místě vývěrů, na jehož stavbě se podílejí badenské sedimenty v převažujícím pelitickém vývoji s izolační funkcí (vápnité jíly s ojedinělými vložkami písků, v okolí Skalky v mocnostech do 5 m) vystupuje povrchově izolovaný výskyt ("skalka" – od této geologické stavby se odvozuje i název obce Skalka) pískovců a drobných myslějovického souvrství s výraznou puklinovou porozitou a s relativně volným prouděním podzemních vod ve svrchní zóně navětrání (do hloubek kolem 20 m) a především na tektonické zóně zsz.–vjv. směru, která Skalkou prochází. Pouze polohy středně zrnitých polymiktních písků bazálních poloh badenu – ve Skalce v mocnostech okolo 5 m – formují významné průlinové kolektory, přičemž nadložní pelity vystupují v roli stropního izolátoru a vytvářejí podmínky pro vznik artéských kolektorů. Z hydrogeochemického hlediska je důležitý nález kyzové břidlice ve vrtu P-1 Vojtěch v etáži 33 až 33,1 m, protože pyrit na puklinách hornin paleozoika (a na tektonických zónách ?) je pravděpodobným zdrojovým materiálem pro tvorbu sirovodíku jako základní balneologicky cenné složky minerálních vod ve Skalce.

Jak prokázaly vrtné práce směřující k hlubšímu zachycení minerálních vod (původní 80 m hluboký vrt Cyril–Metoděj, jeho náhrada 45 m hluboký vrt P–1 Vojtěch a 40 m hluboký vrt P–2 Karel jako náhrada původní mělké jímky Svatopluk), sirtné vody jsou vázány pouze na některé diskontinuity hydrogeologického masivu, odkud jsou vytlačovány do bazálních klastik badenu a následně až k povrchu terénu. Tato teorie připouštějí existenci otevřených výstupních cest je současně signálem potenciální zranitelnosti struktury, eventuálně nevítaných hydrogeochemických procesů, kdy oxidací NH_4^+ primárně přítomného v podzemních vodách bazálních klastik vznikají v minerální vodě dusitany jakožto její nežádoucí a pro lidský organismus škodlivá součást.

Minerální vody v lázních Skalka jsou výhradně atmosférického původu. Při infiltraci do horninového prostředí prošly tyto vody sedimenty neogénu karpatské předhlubně, což rozhodujícím způsobem určilo jejich hydrogeochemický charakter (vyšší obsahy sodíku a chloridů). Jejich balneologicky nejcennější složka – sirovodík – pochází z hydrogeologického masivu hornin spodního paleozoika, které obsahují kyzové břidlice.

Zřídelní struktura byla v minulosti zjevně přirozeně odvodňována protlačováním již hydrogeochemicky zformované minerální vody privilegovanými cestami přes sedimenty pelitické facie badenu (důkazem je existence bývalých bažin v místní trati Bařiny při úpatí výchozů hornin paleozoika).

Původní přírodní vývěry jsou podchyceny mělkými kopanými pramenními jímkami Julinka a Jan neznámé konstrukce, které mají přelivy vyvedeny do asi 1 m hluboké šachticky, kde je možný veřejný odběr vody. Především pramen Julinka je možno vzhledem k chemickému složení vyvěrající vody pokládat za volné přírodní odvodnění struktury. Pramen Jan reaguje bezprostředně na atmosférické srážky, zatímco u pramene Julinka se projevuje retardace kolem dvou až tří měsíců. V důsledku specifických podmínek mělkého způsobu zachycení podzemní vody v prameni Julinka dochází v teplejším období k denitrifikačním procesům, jejichž přímým výsledkem je vysoký obsah dusitanů v minerální vodě (až kolem 4 mg.l^{-1}), což ji činí zejména v letních měsících zcela nevhodnou pro pitné účely, nehledě ke skutečnosti prakticky trvalé bakteriologické závadnosti vody. Obdobně denitrifikační procesy znehodnocují pro pitné účely i minerální vodu pramene Jan, která však vykazuje konstantní bakteriologickou nezávadnost. Vodu pramenů Julinka a Jan tedy nelze (navzdory písemnému uvedení na lokalitě, že voda je vynikajícím léčivým nápojem !) vzhledem k výše uvedeným zjištěním doporučit k pitným kúram ani jako stolní minerální vodu.

Umělé odvodnění struktury zabezpečoval do roku 1968 vrt Svatopluk, který otevíral pro jímání rozptýlené minerální vody úsek bazálních klastik v etáži 4,5 až 10 m pod badenskými pelity.

Zcela odlišně byly zachyceny minerální vody na výstupních cestách v paleozoických horninách vrtem Cyril–Metoděj, který pod bazálními klastiky v úseku 2 až 8 m prošel až do konečné hloubky 80 m drobami, břidlicemi a pískovci myslejovického souvrství. Vývěry zachycené do hloubek 35,35 m byly označovány jako pramen Metoděj, jehož minerální voda s vyššími obsahy sirovodíku představovala směs podzemní vody průlinového kolektoru bazálních klastik a puklinového kolektoru kulmu. Vývěry zachycené stejným vrtem v etáži 35,35 – 80 m bývaly označovány jako zdroj Cyril a vyznačovaly se již podlimitními koncentracemi volného H₂S, které neumožňují označit tehdy jímanou podzemní vodu jako sirnou minerální vodu. Umělé podchycení minerálních vod na cestách jejich primárního rozptylu nebylo u těchto původních (a později ani u rekonstruovaných) jímacích objektů dostatečně účinné, jejich hloubky a lokalizace zřejmě neumožňují optimální zastižení výstupních cest minerální vody.

V blízkosti jímacích objektů minerálních vod vyvěrá ve sklepě bývalého lázeňského hostince pramen prosté podzemní vody Skalka (geneticky nenáleží ke skupině minerálních sirných vod, ale je spíše příbuzný typu minerálních vod vyvěrajících v nedalekých lázních Slatinice), jehož způsob zachycení neprodělal žádných změn. Celková mineralizace podzemní vody pramene Skalka je nižší než u vývěrů minerálních vod Julinka a Jan, jeho podzemní voda se vyznačuje časově variabilními, většinou, obsahy dusičnanů (až kolem 65 mg.l⁻¹) při poměrně nízkých koncentracích toxických dusitanů (0,01 – 0,16 mg.l⁻¹).

Pornice

Na Kojetínsku se vyskytuje přirozený vývěr sirovodíkové vody "V prdlavé louce", zachycený trubkou v břehu Švábského potoka jíz. od osady Pornice u dvora Švábsko. Pramen má vydatnost okolo 0,08 l.s⁻¹, celkovou mineralizaci 0,73 g.l⁻¹ a voda je Ca–Mg–HCO₃ typu. V r. 1976 byl uváděn obsah H₂S v tomto prameni 0,85 mg.l⁻¹.

V Pornici se dále nachází studna, kde byl zjištěn obsah H₂S 0,50 mg.l⁻¹ s celkovou mineralizací 0,85 mg.l⁻¹ vody Ca–HCO₃–SO₄ typu. V blízkosti této studny se dříve nacházely malé lázně s koupelemi.

Vřesovice

Nejednotné údaje o výskytu sirné minerální vody pocházejí z Vřesovic. Uváděný pramen na pravém břehu záhybu regulovaného potoka Vřesůvky s. od Vřesovic s vydatností přirozeného přetoku 240 až 300 l.min⁻¹ je pravděpodobně pozůstatkem artéského přelivu z jednoho ze dvou vrtů vyhloubených v roce 1934.

O možném rozsahu výskytu sirných minerálních vod v kolektoru bazálních klastik i ve velké vzdálenosti od přirozeného vývěrového centra ve Skalce svědčí dosud nepublikované výsledky průzkumného 163 m hlubokého hydrogeologického vrtu pro městské lázně v centru *Prostějova*, který po navrtání písků v hloubce 130 m vykazoval přetok vlažné sirné vody.

Vrtem pro cukrovar v Bedihošti hlubokým 306 m byla v roce 1933 navrtána sirovodíková voda výrazného chloridového sodného typu o teplotě 25 °C.

Západně od Tučap v blízkosti národní přírodní rezervace Tučapská skalka se vyskytovala ve studni studená (11 °C) voda hydrogenuhličitanového vápenatého typu s obsahem metanu 2,8 mg.l⁻¹ a se stopami po sirovodíku, jejíž celková mineralizace v roce 1975 dosahovala 2,2 g.l⁻¹.

Zaniklé lázně se sirnou vodou známé z literatury již v 16. století se nalézaly i ve *Věrovanech s.* od Tovačova.

Mezi lokality mylně označované jako místa s výskytem minerálních vod je nutno na Prostějovsku zařadit Charváty (známy pouze výskyty prostých podzemních vod), místní část Mostkovic Stichovice (pouze prostá podzemní voda) a Žešov (výskyt minerální vody nikdy nebyl potvrzen).

Flyšové pásmo Západních Karpat

Lázně Leopoldov – Buchlovice (Smradávka)

Minerální voda vyvěrá při z. úpatí svahu Dlouhé řeky ze zlínských vrstev račanské jednotky magurského flyše. Vrstvy tvoří flyšově se střídající vápnité jílovce a arkózové pískovce. K výstupu dochází po puklinách; minerální voda se pak rozptyluje v málo mocných svahových a fluvialních sedimentech Dlouhé řeky. Směr puklin je zhruba SZ–JV, souhlasný s příčnou tektonikou a se směrem toku Dlouhé řeky v místě vývěru. Voda obíhá v nepříliš velkých hloubkách – svědčí o tom nízká mineralizace. Při průchodu marinními sedimenty se výměnou iontů prostá voda relativně obohacuje o sodík. Migrující plynná živice sytí tuto vodu obsahující těž sírany, které jsou při životní funkci desulfurikačních bakterií redukovány na sirovodík.

Lázně zrekonstruované, nově fungující.

Kostelec u Zlína

Minerální vody vyvěrají ze zlínských vrstev jednotky magurského flyše (stř. až svr. eocén), typických flyšových hornin složených ze střídajících se jílovců, zčásti vápnitých a pískovců. Lze předpokládat, že k výstupu minerálních vod dochází po zlomech ssz–jjv. směru, příčně porušujících flyšový komplex. V zóně rozvětrávání paleogenních hornin a ve svahových sedimentech, popř. ve fluvialních údolních sedimentech se marinní vody z flyše rozptylují v prostých mělkých podzemních vodách.

Prameny "V kapli" a "U vily" – minerální voda je slabě mineralizovaná, sirná, hydrogenuhličitano–sírano–vápenato–sodného typu, studená hypotonická.

Lázně v provozu.

Ostrožská Nová Ves

Studny minerální vody jsou vyhloubeny ve fluviálních sedimentech v údolní nivě řeky Moravy a lze předpokládat, že nedošly do podložních pontských sedimentů. Minerální vody vznikají zřejmě v nehlubokém prostředí nasyceném prostými vodami, s nimiž jsou ve stálé spojitosti. O typickou složku – H_2S – se obohacují redukcí síranů ve vodě při činnosti desulfurikačních bakterií za využití organických látek, kterými mohou být kvartérní xylolity nebo rašeliny.

Lázně v provozu.

Sirnaté lázně Ostrožská Nová Ves byly založeny 1903. Provoz v nově rekonstruované léčebné budově byl zahájen v květnu 1997. Nyní probíhá 3. etapa rekonstrukce. V srpnu 2002 dáno do provozu nové stravovací zařízení přímo v hlavní lázeňské budově, bazén a sauna, fit centrum a bude rozšířena ubytovací kapacita.

Vizovice

V okolí Vizovic je známa řada sirovodíkových pramenů, na některých bývaly před r. 1948 lokální lázně.

Minerální voda vyvěrá ze zlínských vrstev račanské jednotky, které jsou budovány flyšově se střídající jílovci, zčásti vápnitými a pískovci. Minerální voda vzniká z infiltrovaných prostých vod, které při oběhu získávají výměnou iontů převažující složku sodnou, vedle hlavního aniontu prostých vod (HCO_3^-) a podružně i sírany. Vody jsou syceny z hlubin migrující živící (metanem), která dodává potřebné organické látky pro rozvoj desulfurikačních bakterií.

Štbořice

Sirovodíkový minerální pramen Štyngar – o vzniku jeho názvu se nese pověst o německém šlechtici, který se napil vody z pramene a pravil : "Das stinkt!" ("To smrdí!"). Užívá se také název Štengar.

Lázeňská budova je opravena a nabízí řadu léčebných a rekreačních možností.

Ostatní drobné zdroje sulfanových minerálních vod ve flyšovém pásmu Západních Karpat

Lokalita	Datum odběru	pH	Celková mineralizace /g.l ⁻¹ /	Chemický typ	Obsah H ₂ S /mg.l ⁻¹ /
Bělov – pramen	14.7.1959	7,00	1,23	–	0,1*
Malenovice – Sirnaté lázně	22.9.1995	6,99	4,43	Na–C–Cl	4,2
Malenovice – Pod lázněmi	22.9.1995	7,04	4,09	Na–C–Cl	0,4*
Malenovice – U rybníka+	22.9.1995	7,01	0,71	C–Ca–S	3,35
Prštné–Louky (pramenní jímka)	22.9.1995	7,15	2,87	Na–C–Cl	0,55*
Prštné–Louky (studna)	22.9.1995	7,37	3,43	Na–C–Cl	<0,10*
Velké Karlovice 1	30.6.1976	8,5	0,2	–	6,4
Velké Karlovice 2	27.7.1977	7,2	0,3	–	1,2
Rybí	31.7.1976	9,0	0,51	C–Ca–Na	5,2
Veřovice	31.7.1975	7,4	0,34	C–Ca–Na	0,5*
Bílá–Baraní	21.5.1976	8,4	0,25	–	1,4
Bílá–Velká Smradlava	20.5.1976	8,4	0,34	–	3,6
Bílá–přítok Velká Smradlava	2.5.1977	6,4	0,31	–	1,2
Bílá–Salajka	1986	6,0	0,35	–	0,6*
Hovězí	23.7.1975	8,8	0,3	–	0,6*
N. Hrozenkov	22.7.1975	7,9	0,5	–	1,6
Stanovica	22.7.1975	7,7	0,2	–	1,3
Halenkov	24.7.1975	7,6	0,6	–	2,5
Šitbořice	2. 5. 2000	7,23	3,5	Na–S–C	5,5
Želechovice	21.6.1972	7,2	0,56	–	3,5
Prádlisko	18.7.1959	6,9	1,22	–	1,5
Bratřejov	16.7.1967	7,5	0,86	–	1,1
Březolupy	14.7.1959	7,6	1,13	–	0,1*

+ zdevastované zdroje minerálních vod

*některé minerální vody ztratily postupem času obsahy sirovodíku

12. SÍRANOVÉ VODY

Pro síranové vody (síranovo–sodné a síranovo–hořečnaté) byl používán název "hořké" vody.

Základní zdroj větších koncentrací síranů může být dvojího druhu. Jedním z nich je rozpouštění CaSO_4 (sádrovce a anhydritu) a druhým je oxidace sulfidů. Tento druhý zdroj je typický pro důlní vody z okolí těžby uhlí, které obsahuje rozptýlené množství pyritu či markazitu a z okolí těžby sulfidických rud.

Rozpustnost uvedených síranových minerálů je značná a v závislosti na iontové síle vody a tvrbě iontových asociátů (sulfatokomplexů) se koncentrace síranů může pohybovat v jednotkách až desítkách g.l^{-1} .

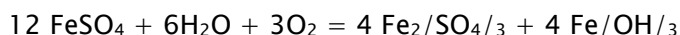
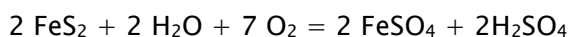
Příklady základního složení síranových vod:

lokality	celková mineralizace / mg.l^{-1} /	Obsah / mg.l^{-1} /			
		sírany	HCO_3^-	Na^+	Mg^+
Šaratice	25030	17328	615	4588	2010
Zaječí (Zaječická)	36018	23828	1090	2200	5482
Mariánské Lázně (Ferdinand I)	10683	3173	3050	2870	140

Síranové vody se v ČR jsou vázány na oblasti:

České Středohoří – *Bylany, Zaječice u Mostu, Lenešice, Zaječice u Jirkova* a ostatní.

Vznik síranových vod je vázán na soubor příznivých faktorů zejména z hlediska hydrofyzikálních vlastností hornin, jejich mineralogicko–chemického složení (přítomnost pyritu, Mg–Ca karbonátů, popř. sorbovaného Na^+ a Mg^{2+} v horninovém komplexu), geomorfologických a klimatických podmínek (vysoký výpar a relativně nižší srážky). Pelitické horniny se vyznačují velmi nízkou propustností, a proto je oběh podzemní vody vázán jen na málo mocné pásmo podpovrchového rozpukání a navětrání a nepokračuje do hlubší zóny neporušené horniny s izolačními vlastnostmi. Srážkové vody se vsakují pouze do této relativně málo mocné zóny, kde díky obsahu rozpuštěného kyslíku vzdušného původu v infiltrující vodě dochází k oxidaci roztroušeného pyritu, obsaženého v křídových slínovcích i v neogenních jílech. Vznikají tak železnaté ionty (které oxidují na trojmocné a srážejí se ve formě limonitu) a kyselina sírová, která snižuje pH a rozkládá Mg–Ca karbonáty. Jelikož je v této oblasti výpar vyšší než množství srážek, popř. však, dochází v suchých obdobích ke vzlínání a zvyšování mineralizace podzemní vody. Při obsahu síranů nad $1,2 \text{ g.l}^{-1}$ začíná krystalovat sádrovec a zvyšuje se tak koncentrace Mg iontů, které při minimální rychlosti proudění nejsou odplavovány. Podzemní voda se tak stále obohacuje Mg ionty. Proces tvorby síranových vod popsal Dvořák (1975) rovnicemi:



Polabí (mezi Jičínem, Poděbrady a Pardubicemi): *Kobylice, Lukovna, Michnovka* (zanikly nebo se změnilly); *Skřivany, Hoděšice, Myštěves, Slahostice, Holice–Javůrka, Sopřeč*.

Síranové vody jsou vázány na povrchové partie v oblasti labské slínovcové facie české křídové pánve. Vznikají v mělké připovrchové rozvětralé zóně slínů a slínovců v místech, kde dochází k určité stagnaci infiltrovaných vod a koncentraci síranových solí, vzniklých při oxidaci pyritu obsaženého ve slínech a za působení produktů jeho rozkladu na uhlíčitany alkalických zemin. Obsah rozpustných solí je nepřímo závislý na propustnosti hornin a zůstává zachován jen v plochých depresích bez kvartérního pokryvu.

Barrandien

- Praha: *Svatováclavský pramen* na Karlově náměstí, *Podolský pramen* v Podolí; *prameny Eva, Adam, Lidka* a *Jindřich* na Vinohradech
 - pramen *Čeperka* (Unhošť), *Miličín u Benešova*
- Většina těchto pramenů zanikla nebo změnila chemismus a celkovou mineralizaci.
- lokality *Slмено, Tutlek, Doudleby nad Orlicí* – podobný chemismus jako ale mají i zvýšený obsah fluoridů

Mariánské lázně

- některé ze zdrojů jsou uhličitě minerální vody, ale mají zvýšené obsahy síranů: *Ferdinand I, II, VI; Lesní, Křížový III, IV*

mineralizované vody, které nedosahují parametrů minerálních vod, ale mají zvýšený obsah síranů: okolí Boskovic – *Valchov, Obora*; Jihlavsko – *Helenín, Staré Hory, Jezdovice, Slavice*

Flyšové pásmo Západních Karpat na Moravě

- *Šaratice* a okolí (*Krumvíř, Otnice*)

LOKALITY SÍRANOVÝCH VOD V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTKÁCH

České Středohoří

Skupina SO₄–Mg vod

Území síranovo–hořečnatých vod se rozkládá na hranici katastrů obcí Zaječice, Korozluky, Sedlec a Vtelno.

Zaječice (okr. Most)

Jímací studny v Zaječicích jsou vyhloubeny ve svrchnoturonských slínovcích. Směrem k S vystupují neogenní písčito–jílovité sedimenty s křemenci, tvořícími vrcholovou část kopce Tanečník (Křemencový vrch). Směrem k V jsou křídové slínovce překryty

neogénními tufity a tufitickými jíly, v jejichž nadloží je separátní pánvička u Koroluk, vyplněná jíly slojového souvrství. Na j. a zvláště na z. straně jsou slínovce překryty kvarténními fluvialními sedimenty nivy Zaječického potoka pravobřežního přítoku Srpiny. Složitost geologické pozice byla příčinou celé řady nepřesných nebo mylných vysvětlení geneze minerálních vod. Podle názorů Dvořáka (1975) vznikají síranové vody ze vsakujících atmosférických vod při pomalém průsaku minimálně propustnými slínovci. Dochází k oxidaci vtoušeného pyritu. Vzniklá volná kyselina sírová se rozkládá na vápenato–hořečnaté karbonáty a uvolněný oxid uhličitý dále podporuje zvětrávací procesy. Z roztoku se sráží jednak limonit, jednak sádrovec (při obsahu SO_4^{2-} nad $1,2 \text{ g.l}^{-1}$). Minerální voda se dále může obohacovat ionty Mg z Mg–Ca karbonátů, popř. ionty Na ze sorpčního komplexu jílových minerálů. Při téměř rovinném reliéfu se v podmínkách sníženého odtoku a zvýšeného výparu minerální voda obohacuje síranem hořečnatým a sodným; síran vápenatý se vysráží jako sádrovec. V suchých obdobích vznikají na půdním povrchu výkvěty síranů, popř. karbonátů Mg a Na. Při deštích znovu přecházejí do mělké podzemní vody. Vznik ryzích síranových vod je v Zaječicích umožněn přítomností hořečnatých karbonátů a nízkým obsahem sodíku ve svrchnoturonských slínovcích za specifických morfologických a klimatických podmínek.

Původní zachycení minerální vody bylo realizováno studnami, postupem doby docházelo na některých studních ke snižování celkové mineralizace, a proto byly staré studny opuštěny a vyhloubeny nové. Jejich počet se časem měnil, v letech 1935 – 1937 byl podniknut první vrtný průzkum. Kromě mělkých vrtů byl realizován vrt do hloubky 156 m, který prošel do 146 m slínovci a dále byl hlouben v rule. V roce 1955 se využívalo 12 studní a 2 další ještě nebyly napojeny k odběru. Počet se stále mění.

Voda se z jímacích studní svádí násoskou do sběrné studny, odkud se přečerpává do akumulární nádrže, z níž se periodicky odebírá do cisterny a odváží se k plnění do Bíliny. Ještě v 60. letech se surová voda zahušťovala odpařováním na vyhřívaných pánvích a vyprodukovaný "louh" se transportoval do bílinské plnárny, kde se upravoval na normovanou koncentraci 36 g.l^{-1} a plnil do lahví.

Zaječická minerální voda se používá pro svůj projímavý účinek při zažívacích potížích.

Ostatní zdroje síranových vod v oblasti:

Sedlec – studna

Korozluky – vrt

Bečov – studna

Dobroměřice – pramen s. od Červeného vrchu

Hnojnice, Koštice, Oblík, Třtěno, Raná, Vojničky, Vtelno, Židovice, Milá, Steklík, Chomutov (Kamencové jezero)

Zaječice u Jirkova (okr. Chomutov)

Vznik minerální vody je zde podmíněn oxidací pyritu z hornin slojového souvrství kyslíkem rozpuštěným v prosakující srážkové vodě. Vzniká kyselina sírová (nízké pH 1 – 2 se zachovává i v místě vývěru). Síranu tvoří téměř 90% z celkového obsahu aniontů. Na kontaktu s organickou hmotou rašelinové polohy dochází za součinnosti desulfurikačních bakterií k částečné redukci síranů a vzniku sirovodíků.

Lázně byly založeny některým z knížat Lobkoviců pravděpodobně v I. polovině 19. století. V první známé zmínce o zaječických lázních uvádí Sommer (1846), že v tu dobu bylo v lázních 6 van. O 20 let později bylo v jednopatrové lázeňské budově již 9 kabin s vanami. Kolem ní byl vybudován lázeňský park. Ve Vlastivědě Chomutovského okresu (1898) se konstatuje, že lázeňský pramen zanikl při otevření dolu u Otvic v 70. letech. Podle sdělení místních obyvatel byla lázeňská budova zbourána koncem II. svět. války.

Do současné doby se zachovala v lázeňském parku asi 40 m s. od vily původní jímka Karolina, později údajně zvaná Železitý pramen. Je roubena dubovými fošnami, o straně 1 m ve vnitřním čtvercovém půdorysu (do hloubky 0,8 m). Novější jímka je údajně zvaná Sirný pramen.

V polovině minulého století se v lázních podávaly koupele s ohřívanou vodou z pramene Karolina k léčbě revmatických chorob. Pitné kůry se neaplikovaly.

Lenešice (okr. Louny)

Dnes již nevyužívané zdroje síranových vod, dříve plněné do lahví pod jménem Regulátor.

Studny jsou při j. okraji zvednuté křídové kry budované středoturonskými slíny a slínovci. Je to stejná hrást'ovitá struktura, v jejíž centrální části vyvěrají kyselky v Břvanech. Výskyty silněji mineralizovaných vod jsou však známy i z území j. od Lenešic, které je tvořeno slíny a slínovci stáří svrch. turon–coniak, překrytými fluvialními štěrky Ohře. Zdroje minerální vody se zde stále nachází, avšak z neznámých důvodů zanikla plnárna a využívání vody.

Flyšové pásmo Západních Karpat

Šaratice

"Pijte Šaratici, zrychlí váš krok."

Název minerální vody je odvozen od lidového pojmenování obce Šaratice, v níž jako u jedné z prvních v okolí byla jímána "hořká" voda. Od té doby se voda stejného typu získává i na dalších místech. Plnárna je v Sokolnicích a v současné době se těží na 5 polích: Šaratice, Nesvačilka, Těšany, Újezd a Luže.

Výskyt vod šaratického typu je vázán na paleogenní sedimenty ždánicko–podslezské jednotky, která byla nasunuta na mladší neogenní sedimenty. Vlastní zdroje šaratických vod jsou vázány na vrstvy spodního a středního eocénu, na tzv. podmenilitový eocén. Vrstvy podmenilitového eocénu mají převážně jílovcový vývoj. Pískovce a slepence tvoří jen neprůběžné, lokálně omezené plochy. V oblastech

těžebních polí leží zasolené sedimenty mělce pod povrchem. Tvoří je jíly, slínité jíly až slínovce s obsahem dolomitizovaných vápenců, resp. dolomitů, někdy i magnezitů s konkrecemi limonitu a čůčkami nebo vrstvičkami sádrovce. V povrchovém pásmu do hloubky asi 5–10 m jsou jen velmi slabě propustné. Hlubší obzory, které představují břidličné jíly, jsou již zcela nepropustné.

Minerální voda vzniká postupným pochodem: infiltrující prostá voda rozpouští při průsaku sádrovec za vzniku síranově vápenatého typu vody, která je však hned metamorfovaná výměnou iontů vápenatých za sodné, sorbované na pelitech, resp. na Mg obsažený v dolomitech. Složení výsledné vody je proměnlivé podle lokálních podmínek se mění i s časem, tak jak jsou vyluhovány a postupně snižovány obsahy účinných složek. Koncentrace vody pak závisí i na množství infiltrujících vod v časovém období.

V Šaraticích byla minerální voda plněna do lahví od konce 19. stol. (1896). Voda z bývalého Šternova (nyní součást Újezda) byla postupně plněna pod jmény: *Otnica*, *Moravia* a *Šternovka*. Od roku 1948 byla výroba sjednocena pod názvem Šaratica. Počet studní v jednotlivých těžebních polích je různý (většinou se pohybuje v desítkách) a postupem doby se mění; jakmile se minerální obsah sedimentů v okolí jímacího objektu vylouží, studny se opouštějí.

Jímací studny v těžebních polích jsou uspořádány šachovnicovitě. Hloubka studní se pohybuje od 5 do 8, max. 13 m, podle lokálních podmínek. Studny jsou zděné z pálených cihel nasucho, mají průměr 1,8 m a při povrchu jsou kuželovitě zúženy a převedeny do dvou kameninových rour o průměru 0,6 m, vyvedených 0,5 m nad terén a uzavřených litinovým poklopem s odvětráním. Z jedné studny se získává ročně asi 3000 l vody, která se čas od času odčerpává do cisterny a odváží do plnárny.

Veškerá získaná voda se plní do lahví po předchozí úpravě mineralizace vody. Docílje se toho míšením jednotlivým různě mineralizovaných studničních vod nebo při nízkých mineralizacích zahušťování v odpařovačích.

Šaratická minerální voda je silně mineralizovaná síranová, sodno–hořečnatá, hypertonická.

13. FLUORIDOVÉ VODY

Přírodním zdrojem fluoru ve vodách mohou být některé minerály, např. fluorit /CaF₂/, kryolit /Na₃AlF₆/ a apatit /Ca₅(PO₄)₃F/. V menším množství je fluor obsažen v žulách a slídách, jejichž zvětráváním a vyluhováním přechází do podzemních. Je obsažen také v těkavých složkách magmatu.

V podzemních vodách bývá zvýšená koncentrace fluoridů vázaná obvykle na hydrochemické typy HCO₃-Na, resp. SO₄-Na. U většiny minerálních vod s větší mineralizací bývají koncentrace fluoridů do 1,0 mg.l⁻¹ celkem běžné. Hydrogenuhlčitano-sodné vody se zvýšenou koncentrací fluoridů – a to v rozmezí 7 až 15 mg.l⁻¹ – se nacházejí např. v cidlinsko-lábské oblasti.

Příkladem minerálních vod se zvýšenou koncentrací fluoridů může být také *Mlýnský pramen* (Karlovy Vary) s 6,0 mg.l⁻¹, *pramen Karel* (Velké Losiny) s 6,5 mg.l⁻¹ a *Vincentka* (Luhačovice) s 2,8 mg.l⁻¹.

Ve Východočeském kraji je převážná většina minerálních vod se zvýšeným obsahem fluoridů součástí bazální zvodně křídové pánve (především v cenomanských pískovcích). Největší počet výskytů vod s vyšším obsahem F⁻ náleží již zmíněným uhlíčitým minerálním vodám cidlinsko-lábské akumulace, u nichž jsou však obsahy F⁻ poměrně nízké (v rozpětí 2,6 – 3,8 mg.l⁻¹) a balneologický význam fluoru je tu zastíněn významem CO₂. Nejvyšší obsahy fluoridů jsou však příznačné pro některé vody bazální zvodně křídové pánve bez zvýšených obsahů CO₂.

Lokality mineralizovaných vod bez CO₂: *Chotělice*, *Loučná Hora*, *Bohdaneč*, *Kladruby nad Labem*.

Vrty v cenomanu ve východním křídle ústecké synklinály mezi Rychnovem nad Kněžnou a a Kostelcem nad Orlicí s anomálním chemismem, S-Na typu se zvýšeným obsahem F⁻: *Doudleby nad Orlicí*, *Slemeno*, *Tutleky*, ...

Mineralizované vody C-Na typu se zvýš. obsahem F⁻: *Častolovice*, *Kostelec nad Orlicí*, *Záměl* – v bazální zvodni křídové pánve v ústecké synklinále. Vyšší obsahy F⁻ (3,0 – 3,6 mg.l⁻¹) má i terma u *Batňovic*.

14. RADIOAKTIVNÍ VODY

Český masív je geologickým celkem velmi bohatým na výskyty radioaktivních vod. Relativně vysoké obsahy jsou ojedinělým zjevem. Prostých, slabě mineralizovaných vod z puklinových a suťových pramenů povrchově rozdětralé zóny krystalinika a hlavně žulových masívů, obsahující koncentrace radonu nad hodnotu 1,5 kBq/l, je větší počet.

Jáchymov

První radonové lázně na světě byly založeny roku 1906.

Základním přírodním zdrojem lázní jsou léčebné prameny získané ze 12. patra jáchymovského dolu SVORNOST. Jejich vody obsahují radon a jsou přiváděny přímo do jednotlivých léčebných domů. V současné době se používají k léčebným účelům čtyři prameny. Je to Pramen akademika Běhouňka, pramen Curie, pramen C-1 a nově navrtaný pramen Agricola.

Charakteristika radioaktivní vody: termální vody s obsahem radonu. Jsou v nich stopy iontů železa, manganu a lithia. Dále obsahují SO₄, HCO₃ a další izotopy prvků, jako 218Po, 214Pb, 214Bi, 226Ra. Teplota pramenů při jímání je 28 až 36 °C. Celková kapacita pramenů je cca 400 l/min.

Prameny jsou jímány do základní nádrže, odkud jsou vedeny štolou Curie do jednotlivých lázeňských domů.

Moldanubikum

Jsou známy výskyty: *na Prachaticku, Pelhřimovsku, u Českého Krumlova.*

Zaniklé Lázně sv. Markéty u Prachatic (Margarethenbad) s prameny radioaktivní vody byly patrně založeny už Římany. Byly využívány prameny: Markéta, Patriarcha a Generál. Dnes jsou v dezolátním stavu, nachází se zde pouze pramen sv. Markéty v altánku u zdevastovaných budov bývalých lázní. Pravděpodobně budou obnoveny.

Křídová pánev

Podzemní vody **cenomanu** mají v jeho okrajových částech j. křídle české permokarbonsko-křídové pánve místy rovněž zvýšené obsahy radonu a uranu, které však nedosahují hodnot nutných pro označení vody jako radioaktivní.

Původ radonu je přičítán zejména pegmatitickým a leukokratním faciím těles granitoidů.

Krystalinikum Krkonoš a Orlických hor

Studené radioaktivní /radonové vody/ se vyskytují ve velkém počtu pramenů, ale mají značný rozptyl, většinou nízké a kolísavé vydatnosti.

Mladkov v Orlických horách

Velká Úpa v Krkonoších

Horský pramen v Teplicích a podzemní vody bazálních křídových slepenců a brekcií, popř. v navětralé rozpukané části podložního teplického křemenného porfyru mají původ radioaktivity vázány na zrudnění v slepencové a pískovcové poloze v těsném nadloží křemenného porfyru. Další akumulace radonových vod je známa z bazálních svrchnokřídových pískovců cenomanského stáří v lužické faciální oblasti.

Proces vzniku těchto akumulací je vysvětlován tak, že z podzemní vody C–Na typu, s pH 7,5, obsahující rozpuštěné radioaktivní složky, se při kontaktu s kyselějšími vodami S–Ca vylučují mimo jiné uranové minerály; z nich se v současné době obohacují podzemní vody radioaktivními složkami.

15. CHLORIDOVÉ A JODIDOVÉ VODY

Základní druhy hornin a půd obsahují průměrně 10 mg až 500 mg chloridů v 1 kg. Jejich zvětráváním a vyluhováním přecházejí chloridy do vody. Větší koncentrace chloridů ve vodě pocházejí z ložisek komanné soli – halitu nebo z ložisek draselných solí – sylvínu, karnalitu a kainitu. Sloučeniny chloru mohou být také vulkanického původu (HCl).

Minerální vody chloridové v ČR mají původ většinou v marinních synsedimentárních vodách.

Permokarbon, český masív

Minerální vody Cl-Na typu (sycené CO₂) z hlubokých vrtů v *Bechlíně*, *Brňanech*, *Košticích*, které prošly do permokarbonských sedimentů.

V oblasti permokarbonských depresí mezi Slánskem, Poohřím, maršovicko-bezdězskou elevací a v. okrajem permokarbonu v podloží české křídly (*Jenichov*, *Malý Újezd*)

Vrt Beřovice – Bř2, Slaný Sa-10

Některé obzory vod permokarbonu mají zvýšené obsahy fluoridů, lithia, stroncia, barya, kyseliny borité a kyseliny křemičité.

Příkladem slaných vod se zvýšeným obsahem bromidů jsou Na-Cl vody z pískovcových a slepencových poloh spodního šedého a spodního červeného souvrství permokarbonu ve Střemech. Tyto vody mají doud nejvyšší zjištěnou mineralizaci z podzemních vod v sedimentech permokarbonsko-křídové pánve. Extrémně vysoké jsou obsahy Br⁻, Sr²⁺, Ba²⁺ a některých kovů.

Některé slané vody obsahují Br v množství, které by bylo dostačující pro jeho průmyslovou těžbu (Slánsko).

Mineralizované vody Na-Cl typu nebo jodobromové minerální vody se vyskytují prakticky v celém stratigrafickém profilu na kontaktu Českého masívu a Západních Karpat:

Vídeňská pánev, karpatská předhlubeň, flyšové pásmo Západních Karpat

– krystalický fundament pod karpatskými příkrovy

Podzemní vody krystalinika oblasti jv. svahů Českého masívu byly dosud zjištěny v hloubkách od 600 do 3 500m. Zvodnění je vázáno na modifikované kolektory zvětralého povrchu paleoreliéfu nebo na tektonická pásma. Mocnost zvětralé a navětralé zóny dosahuje několika desítek etrů; místy přesahuje 100 m. Podzemní vody jsou zde Na-Cl typu v rozsahu mineralizace 2,5 – 68,7 g.l⁻¹ (vrt Kozlovice SV-1, interval přítoku 1955–2281 m). Vody Na-Cl typu jsou vyvinuty v části území do úrovně –1000 až –1200m.

- paleozoikum v Karpatech

1. karbonátový komplex a bazální klastika devonu

Tento komplex s kolektory puklinového a krasového typu je vyvinut ve větší části v širokém intervalu hloubek od povrchu až do několika tisíc metrů. Hydrogeologicky byl prozkoumán do hloubky kolem 4000m.

Charakter mineralizovaných vod se mění od okraje Českého masívu směrem k JV od typu Na-Cl s mineralizací do 1,8 g.l⁻¹ přes vody Na-Cl typu s mineralizací do 15 g.l⁻¹ až k typu Na-Cl s mineralizací od 15 – 143 g.l⁻¹.

Příklady vrtů s přítoky mineralizovaných vod z karbonátového komplexu: Dřevohostice 1; Němčičky 1,2; Uhřice

2. terigenní komplex sp. karbonu

Údaje o podzemních vodách terigenního komplexu byly získány v prostoru ložiska Uhřice a ve vrtech Nesvačilka 3 a Újezd u Brna 1. V závislosti na hloubkové pozici patří podzemní vody kulmu k typu Na-Cl s mineralizací od 1,5 do 70 g.l⁻¹ a více. Přítoky puklinových vod jsou zpravidla vázány na polohy pískovců a slepenců.

3. molasový komplex svrch. karbonu

Sedimenty svrch. karbonu se vyskytují v j. části nesvačisko-bílovického prolomu, byly prozkoumány od 200 do 4000m. V rozsahu hloubek od 0,2 do 10 km se mění mineralizace od 0,6 do 95 g.l⁻¹.

- mesozoický karbonátový komplex

Terigenní karbonátový komplex sedimentů jury je vyvinut na území jihomoravského bloku a nesvačiského příkopu od rakouských hranic po linii Rousínov-Ždánice.

Podzemní vody v sedimentech jury byly zjištěny vrty v rozsahu hloubek od 550 do 3350 m. V nejhlubší strukturní pozici se nacházejí v osově části nesvačiského příkopu – vrty Bulhary 1 a Kobylí 1.

Vody typů Na-C, Na-Cl s mineralizací nepřevyšující 1,5 g.l⁻¹ se vyskytují v z. okrajové části jury před věstonickým zlomem. Vody mají zvýšené obsahy síranů a Ca; velmi nízké obsahy jodidů, bromidů, amoniaku a HBO₂.

Vody typu Na-Cl s mineralizací od 2,5 do 15 g.l⁻¹ se vyskytují v hloubkách od 750 do 1400 m.

Podloží pánevního zvodněného systému karpatské předhlubně bylo zastiženo hlubokými geologickými vrty v různých hloubkách, které se generelně zvětšují od SZ k JV, kde byly zastiženy v maximální hloubce 2525m ve vrtu Mikulov-1. Je tvořeno rozpukaným a navětralým krystalinikem Českého masívu, na které směrem k JV postupně nasedají jurské sedimenty vyvinuté ve dvou faciích oddělených mušovskou zónou – karbonátové na Z a pelitické na V. Karbonátová facie jury je tvořena komplexem vápenců a dolomitů s patrnými vlivy krasovění, a podložním dolomitizovaným a písčitém vývojem. Pelitickou facii budují jílovce a slínovce.

Na propustná souvrství karbonátové facie jury jsou vázány mineralizované termální vody detailně prozkoumané ve vrtech Mušov-3G a Pasohlávky-2G, které zastihly polootevřenou

hydrogeologickou strukturu s napjatou hladinou podzemní vody. Teplota podzemní vody na počvě vrtu Mušov-3G v hloubce 1 450 m dosahuje 49,7 °C, po chemické stránce náleží podzemní voda do subfacie Na - Cl - C o celkové mineralizaci 2 200 mg.l⁻¹ (obsah I⁻ 0,6 mg.l⁻¹, Br⁻ 4,1 mg.l⁻¹ a H₂S do 14,0 mg.l⁻¹). Maximální vydatnost vrtu Mušov-3G při volném přelivu činila 7 l.s⁻¹, čerpací zkouška prokázala využitelnou vydatnost až 12 l.s⁻¹, u vrtu Pasohlávky-2G dokonce 51 l.s⁻¹. Vyhláškou MZd č. 290/1998 Sb. byl hydrogeologický vrt Mušov-3G vyhlášen jako přírodní léčivý zdroj a voda v něm označena jako přírodní slabě mineralizovaná sirná minerální voda chlorido-sodného typu, se zvýšeným obsahem fluoridů, termální, hypotonická. Vysoká vydatnost obou vrtů dává předpoklady pro lázeňské i rekreační využití, které je v současné době navrženo v územním plánu obce Pasohlávky.

Sedimenty neogénu karpatské předhlubně jsou v oblasti jv. svahů Českého masívu zastoupeny vrstvami sp. miocénu (egenburg - ottnang), karpátu a sp. badenu.

V intervalu hloubek 1200–3400 m nasycují sedimenty jury vody typu Na-Cl s mineralizací 15 – 20 g.l⁻¹ a více.

– terigenní komplex autochtonního paleogénu

Sedimenty autochtonního paleogénu vyplňují kaňony vranovického a nesvačilského příkopu a vyskytují se v hloubkách 263 – 2763 m.

Jsou zde přítomny vody Na-Cl typu s mineralizací 5 – 56,6 g.l⁻¹ (vrt Těšany 1).

Neogén karpatské předhlubně

1. Komplex egenburgu - ottnangu

Sedimenty nejstarší výplně karpatské předhlubně jsou vyvinuty jen na území jihomoravského bloku a záp. uzávěru nesvačilského příkopu k JZ od linie Mikulov-Rousínov-Ždánice. Vycházejí na povrch v jz. části území a noří se k JV do hloubek až 1700 m (vrt Mikulov 1).

Vody Na-Cl typu se nachází jen v úzké zóně a jejich mineralizace dosahuje hodnot od 1 – 12 g.l⁻¹.

Od hloubek 600–800 až 1000 m jsou přítomny vody typu Na-Cl s mineralizací do 28,7 g.l⁻¹ (vrt Dunajovice 19).

Obsahy jodidů ve vodnách sedimentů egenburgu-ottnangu kolísají od 1,5 do 46 mg.l⁻¹, obsahy bromidů závisí na hloubce od 5 do 90 mg.l⁻¹.

2. Komplex karpátu

Sedimenty karpátu tvoří 2 velké oblasti, spojené úzkým koridorem mezi Rajhradem a Bučovicemi.

Vody Na-Cl typu se nachází v úzké zóně v hlubších částech (300 – 2200 m) a dosahují mineralizace od 3 – 20 g.l⁻¹ a více.

Ve vodách karpátu byla zjištěna zákonitost výskytu vod typu Na-Cl s ineralizací nad 20 g.l⁻¹ v bezprostřední blízkosti ložisek ropy a plynu nebo v zóně ropoplynonosti.

3. Spodní baden

Badenské sedimenty karpatské předhlubně, zastoupené sedimenty bazálními klastickými a pelitickými, lze vyčlenit několik lokálních depresí s tendencí zahlabování k SV. Pohořelická deprese – mocnost vrstev sp. badenu 350 m, rousínovsko-vyškovská deprese 600 m, přerovská deprese více než 800 m, kunčická deprese kolem 900 m, bludovická deprese přesahuje mocnost 1200 m.

Vody Na-Cl typu nacházíme v prostoru dětmarovické a bludovické vymýtiny (mineralizace až 10–60 g.l⁻¹). Lázně Darkov, vrty pro Sanatoria Klimkovice.

Lázně Darkov

Území města Karviná je velmi významné i z hlediska balneologického výskytem unikátních přírodních léčivých zdrojů – silně mineralizovaných chloridovo-sodných jódových hypotonických vod se stopovými koncentracemi barya a stroncia.

Lázeňská činnost je vykonávána na dvou lázeňských místech – v Karviné – Lázních Darkové a v Karviné – Rehabilitačním sanatoriu.

Geologická pozice i přírodní léčivé zdroje obou lázeňských míst jsou v hlavních rysech totožné.

V indikačním seznamu starších Lázní Darkov (245 lůžek) dominují onemocnění pohybového ústrojí, kožní choroby, také dětské onemocnění pohybového aparátu (skoliozy páteře), pooperační stavy CNS a oběhového ústrojí.

Existence jodobromových vod (ve starší literatuře označovaných jako tzv. solanky) byla na Karvinsku známá již v dávné minulosti. Prvním písemným dokladem této skutečnosti je listina opolského knížete Vladislava z června roku 1268, kterou potvrzuje benediktýnskému klášteru v Orlové práva na vyvažování soli. Solivar doložený k roku 1698 zanikl pro malou mineralizaci mělce podchycených a tedy prostou podzemní vodou ředěných zdrojů jodobromových vod v tzv. solných studních.

V souvislosti s objevem uhlí roku 1776 v Karviné vyvažování soli postupně zanikalo, ale od doby vyhloubení pokusného vrtu na uhlí roku 1862 se solanka opět začala využívat v domácnostech k běžným účelům a od roku 1865 též k léčebným účelům dr. A.Fiedlerem. Ještě v témže roce byla postavena první lázeňská budova zvaná Skleník.

Přírodní léčivé zdroje – silně mineralizované (s celkovou mineralizací nad 20 g.l⁻¹) chloridové sodné jódové hypotonické vody (minimální obsah jodidů pro možnost balneologického využití činí 20 mg.l⁻¹) – jsou vázány na neogenní sedimenty autochtonního pokryvu paleozoika v karpatské předhlubni. Maximální mocnosti badenských sedimentů jsou ověřeny v depresích paleozoického reliéfu – v dětmarovickém a bludovickém výmolu. Při bázi výmolů jsou prakticky souvisle vyvinuta polymiktní klastika. Mocnost těchto nezpevněných sedimentů granulometrického složení od jemnozrnných písků po balvany kolísá v závislosti na způsobu uložení od desítek metrů až po více než 200 m. V nadloží klastik je vyvinuta pelitická facie spodního badenu o mocnosti až 900 m, v níž se nepravidelně vyskytují čočky písků a písčitých slínů, jež jsou kolektory stejných léčivých minerálních vodů jako bazální klastika.

Vrstevní sled je ukončen až přes 25 m mocnými kvartérními sedimenty různé geneze, které jsou hydrogeologicky významné i pro technický provoz Lázní Darkov (mělké jímací objekty podzemních vod v lázeňském parku HD-1 a HD-2 slouží k zásobování lázeňských objektů užitkovou vodou) i Rehabilitačního sanatoria (doplňkové zdroje pro provoz plaveckého bazénu), které však nemají hydraulický vztah k minerálním vodám.

Znalost hydrogeologických poměrů kvartérních kolektorů v místě lázeňského parku v Darkově je však zcela zásadní při řešení problematiky ochrany lázní před vlivy poddolování.

Při poklesech vlivem poddolování bude povrch terénu v poklesové kotlině lázní klesat rychleji než hladina Olše a s ní hydraulicky spojitá hladina podzemní vody kolektoru údolní terasy. Hladina podzemní vody se tedy bude přibližovat klesajícímu povrchu terénu a tím může dojít k zatopení suterénních prostorů lázeňských budov.

Na základě rozboru dostupných hydrogeologických informací lze konstatovat, že bezprostřední přímé hydrogeologické ohrožení lázeňského provozu ani v Lázních Darkov ani v Karviné – Rehabilitačním sanatoriu dosud nenastalo.

Lázně Darkov, které leží v těsné blízkosti dobývacího prostoru Dolu Darkov, jímají minerální vodu z hlavního obzoru, který není v dané lokalitě v přímé hydraulické spojitosti s těžebně exploatovaným karvinským souvrstvím. Poklesy v nadloží karbonu jsou doprovázeny pouze kontinuálním pohybem, který je spojen s nepatrnými laminárními pohyby vrstev po sobě, při nichž nevznikají otevřené pukliny. Proto by nemělo docházet k vytváření propustných puklinových zón, které by umožňovaly komunikaci jodobromových vod mezi jednotlivými písčitymi polohami nebo mezi nimi a povrchem. Laminární pohyby při poklesu nemohou způsobit zásadní redukci mocnosti písčitých poloh, takže kontinuitě zvodněných vrstev nehrozí při poklesech terénu zásadní nebezpečí.

Klimkovic – Polanka nad Odrou

Struktura Polanka nad Odrou o ploše 40 km² je zdrojem jodobromových vod pro rehabilitační zařízení Lázně Nový Darkov – Klimkovic, které bylo vybudováno na lokalitě Hýlov v území mezi Klimkovicemi a Zbyslavicemi a které zahájilo provoz v roce 1994. Doprava minerální vody z jímacích vrtů do areálu léčebny, který se nachází v oblasti rozšíření hradecko-kyjovického souvrství, je řešena speciálním přívodním potrubím.

Všechny písčité polohy pelitické facie badenu jsou kolektory vysoce mineralizovaných vod vyhraněného typu Na-Cl s balneologicky významnými obsahy jodidů a bromidů. Jde o marinogenní vody vytěsněné z jílu pelitické facie do kolektorských poloh v procesu filtrační konsolidace.

Celková mineralizace vod je ověřena v rozpětí od několika g.l⁻¹ až do 50 g.l⁻¹ a podléhá výrazné prostorové zonálnosti. Obsahy jodidů (až 50 mg.l⁻¹) i bromidů jsou přímo úměrné

výši mineralizace. Vody jsou syceny plynem, jehož podstatnou složkou je metan. Tlaky nasycení jsou blízké tlakům vrstevním a lze očekávat i lokální akumulace volného plynu.

Jímací struktura je ověřena devíti vrty průzkumu zaměřeného na výpočet zásob, čtyřmi vrty z prvních etap průzkumu a několika staršími vrty uhelných průzkumů.

Paleogén flyšového pásma Západních Karpat

Vody Na-Cl typu se ve flyši karpatských příkrovů vyskytují ve 3 blocích:

1. *nikolčicko-kurdějovský hřbet*
2. *na jv. svahu středomoravského bloku*
3. *na j. svahu elevací příborsko-těšínského hřbetu*

Mezi chloridové vody patří i uhličitě minerální vody v Luhačovicích (viz uhličitě minerální vody).

Vídeňská pánev

Vídeňská pánev je také místem výskytu jodobromových vod, které jsou vázány na produktivní i neproduktivní kolektory neogénu vídeňské pánve ropoplynonosných oblastí. Pro tyto podzemní vody je charakteristická Na-Cl facie, zvýšený obsah jodidů, bromidů, organických látek a aromatických kyselin.

Jsou to synsedimentární vody bez možnosti doplňování prostými podzemními vodami, uzavřené v prostorově omezených písčitéch polohách (čočkách) uvnitř převládajících jílovitých sedimentů.

Výskyty podzemních vod ropného typu s významnými obsahy jodidů (42,5 – 50,7 mg.l⁻¹) jsou vázány především na psamitické facie souvrství lábských písků. Podzemní vody stejné celkové mineralizace i obsahů jodidů se nacházejí i v kolektorech sedimentů eggenburgu-ottnangu (i lokálně vyšší jednotlivé obsahy jodidů) a sarmatu, ale koncentrace jodidů v podzemních vodách kolektorů lábských písků vykazují nejmenších změn.

Lábský obzor dosahuje největší mocnosti v oblasti mezi Josefovem a Prušánkami, kde má i z hydrogeologického hlediska příznivý litologický vývoj (písčité polohy o celkové mocnosti 30 – 65 m) i když z hlediska akumulace živců se jeví jako negativní.

Jodo-bromové vody odpovídají parametrům minerálních vod a jsou využívány ke koupelím v balneologickém oddělení nemocnice v Hodoníně. Dříve byla jodobromová voda exploatována z vrtů H 13, 18 a 19 v Lužici, kde se čerpala z kolektorů sarmatu a karpatu. Minerální voda byla upravována a dopravována do hodonínské nemocnice potrubním zařízením na vzdálenost cca 6 km.

Obsahy jodidů – nejvýznamnější složky pro balneologické využívání – jsou v okolí Hodonína v hloubce 300 – 600 m od 10 do 40 mg.l⁻¹, mezi Hodonínem a Lužicemi kolem 40 mg.l⁻¹. V oblasti Poddvorova jsou obsahy 40 – 50 mg.l⁻¹ ve vodách v hloubce 1500 – 1800 m. V oblasti Josefova obsahy 45 – 55 mg.l⁻¹ v hloubce 1800 –

1900 m, v hloubce 2180 – 2182 m jsou 130 mg.l^{-1} , hlouběji obsah jodidů klesá na 35 mg.l^{-1} . Celková mineralizace těchto hlubinných vod se pohybuje od 10 – 15 g.l^{-1} .

Lázně Hodonín využívají vydatný zdroj jodobromových vod z kolektoru lábských písků středního bádenu ze tří balneologických vrtů u Josefova, kde byly zjištěny nejvyšší obsahy jodidů – 130 mg.l^{-1} ve vrtu Jo-5.

V průzkumu v r. 1990 bylo zjištěno, že v katastru obce Vracov a okolí je možno navrtat termální vodu o teplotě 30 až 40 °C a to vrty do sarmatu hlubokými 600 – 900 m. Podle mineralizace – 9 g.l^{-1} – jsou středně mineralizované, chloridovo – sodné, jodové (obsah jodidů je nad 5 mg.l^{-1}) a podle teploty jsou teplé (30 – 40 °C).

Chemismem vody a především obsahem jódu (32 mg.l^{-1}) je voda zcela srovnatelná s minerální vodou využívanou v lázních Hodonín, tedy srovnatelná s vodami darkovského typu.

16. ŽELEZNATÉ VODY

Vody obsahující při vývěru nejméně 10 mg.l⁻¹ železa se nazývají železnaté (název vody *železité* vody je nesprávný. Větší koncentrace železa mohou být způsobeny jen železem v oxidačním stavu II, které se po vývěru oxiduje na Fe^{III} a je příčinou tvorby rezavě zbarvených sraženin a povlaků na okolních materiálech).

Nejrozšířenější železnou rudou je pyrit FeS₂; po něm následuje hematit Fe₂O₃, magnetit Fe₃O₄, limonit Fe₂O₃ · H₂O a siderit Fe CO₃. Železo je v malém množství obsaženo také v řadě přírodních alumosilikátů. Pouhým rozpouštěním uvedených minerálů, aniž by docházelo k chemickým reakcím, se vody obohacují železem jen málo. Rozpouštění napomáhá přítomnost CO₂ a huminových látek. Mimořádně vysoké koncentrace železa lze najít ve vodách obsahujících kyselinu sírovou, která vznikla oxidací sulfidických rud. V mechanismu oxidace pyritu a jiných sulfidických rud se uplatňují jak chemické, tak i biochemické procesy. Biochemická oxidace probíhá za přítomnosti chemolitotrofních mikrobů Thiobacillus a Ferrobacillus. Formy výskytu rozpuštěného a nerozpuštěného železa ve vodách závisí na hodnotě pH, oxidačně-redukčním potenciálu a komplexotvorných látkách přítomných ve vodě.

Železo se vyskytuje ve vodách v oxidačním stupni II nebo III. V bezkyslíkatém redukčním prostředí podzemních vod a v povrchových vodách u dna nádrží a jezer se vyskytuje železo v oxidačním stupni II.

Železnaté vody jsou po vývěru a provzdušnění charakteristické vznikem rezavých sraženin a povlaků hydratovaných oxidů železa. Železo je v minerálních vodách nežádoucí příměsí. Vylučování hydratovaných oxidů působí potíže ve veškerém lázeňském provozu. Vlastnosti železnatých vod závisí na převládajícím aniontu.

Hostašovice (u Valašského Meziříčí) : prameny železnaté a sirovodíkové minerální vody se nacházejí cca 4 m od sebe.

V literárních podkladech jsou uváděny údajné výskyty minerálních vod na Krnovsku a Osoblažsku.

17. ARZÉNOVÉ VODY

Arsen se v přírodě vyskytuje zejména ve formě sulfidů – arsenopyritu FeAsS , realgaru As_4S_4 , auripigmentu As_2S_3 . V malém množství doprovází téměř všechny sulfidické rudy a je častou součástí různých hornin a půd, jejichž zvětráváním se dostává do podzemních a povrchových vod.

Protože arsen je v malých množstvích značně rozšířen, je běžnou součástí podzemních i povrchových vod. Jde obvykle o koncentrace v jednotkách až desítkách $\mu\text{g.l}^{-1}$. Za přirozené pozadí v podzemních vodách se považuje koncentrace asi $5 \mu\text{g.l}^{-1}$. Minerální vody karlovarských pramenů obsahují průměrně asi $150 \mu\text{g.l}^{-1}$ arsenu, minerální voda IDA – koncentrace kolem $740 \mu\text{g.l}^{-1}$. Pramen Glauber III ve Fr. Lázních obsahuje asi $800 \mu\text{g.l}^{-1}$ arsenu.

Mikulov u Hrobu

Na jižním konci Mikulova z. od silnice do Hrobu byl ještě v r.1964 možný vstup do štoly, kde poblíž vchodu byla jímka do níž přitékala ze zadní části štoly arzenová voda. Štola nebyla udržována a postupem doby portál zchátral natolik, že štola byla od r.1961 do konce 90.let 20.stol. nepřístupná. Voda se kumuluje v důlních prostorech ražených ve kře krušnohorské červené ruly západně od tělesa křemenného ryolitu. Červené ruly jsou muskovitické až dvojslídne ortoruly, zčásti migmatitické. Polohy bohatší biotitem, jimiž pronikají hydrotermální rudní žíly, mají někdy okatou texturu. U Mikulova byl těžen žilný arsenopyrit, Původní erární doly byly opuštěny kolem r.1848, ale soukromníci v nich občas těžili až do konce 19.stol.

K využívání vody zřejmě nikdy nedošlo, ačkoli obsah arsenu byl opravdu jedinečný. Srovnání s jinými evropskými arzenovými minerálními vodami:

zdroj	obsah As
Ronsegno (jižní Tyrolsko)	$39,9 \text{ mg.kg}^{-1}$
Mikulov	$7,3 \text{ mg.l}^{-1}$
San Orsola (Itálie)	$7,3 \text{ mg.kg}^{-1}$
Bourboule–Croizet (Francie)	$6,0 \text{ mg.kg}^{-1}$
Srebrnica (Bosna)	$4,6 \text{ mg.kg}^{-1}$
Levico (Jižní Tyrolsko)	$4,5 \text{ mg.kg}^{-1}$