ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0036 — 1372

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 3

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980

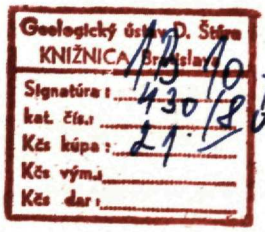
8160/176
J

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 3

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1980



© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1980

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia

3

REDAKČNÝ OKRUH

Ing. Stanislav Gazda, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc.,
Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ladislav Škvarka, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

Ing. Eugen Kullman, CSc.

Schválené na edičnej rade dňa 2. 5. 1979
Do redakcie predložené 25. 7. 1979

SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

KULLMAN, E.: L'evaluation du regime des eaux souterraines dans les roches carbonatiques du Mésozïque des Carpates Occidentales par les courbes de tarissement des sources 7
Оценка режима подземных вод в карбонатных породах мезозоя Западных Карпат при помощи кривых истощения источников 56
FRANKO, O.: Geothermal Energy Resources in Slovakia (Problems, methods and results of research) 61
Ресурсы геотермальной энергии в Словакии (условия, методы и результаты исследований) 115
Les ressources de l'énergie géothermale en Slovaquie (les conditions, les méthodes, les résultates de la recherche) 120
GAZDA, S.—HANZEL, V.: Influence of natural fac ors on chemical properties of groundwaters in the West Carpathians 121
Влияние природных факторов на химизм подземных вод мезозоя Западных Карпат . 139
ZAKOVIČ, M.: La caracteristique de la perméabilité des sédiments paléogène de la Slovaquie . 143
Характеристика водоносности палеогеновых отложений Словакии 170

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 3, P. 7—60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

Eugen Kullman

L'évaluation du régime des eaux souterraines dans les roches carbonatiques du Mésozoïque des Carpates Occidentales par les courbes de tarissement des sources

7 fig. dans le texte, 19 tab. résumée en russ

Sommaire

Introduction 8
Les problèmes fondamentaux de la methode de l'évaluation des courbes de tarissement des sources 8
L'évaluation du degré et du caractère de perméabilité des roches carbonatiques aquifères par l'analyse des courbes de tarissement 12
— Sources des eaux souterraines au régime simple 13
— Les sources au régime d'eaux souterraines compliqué 18
L'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines dans les structures hydrogéologiques 39
L'utilisation des courbes de tarissement des sources pour la solution de la surexploitation du débit des sources 49
— La list des symboles 55
Bibliographie 55
Résumé 56

Abstract. By depletion curves of springs it is possible to evaluate the ground water regime in fissured and fissured-karstic rock environments and also to solve some hydrogeological problems for practical purposes. This paper presents the results of solution of these problems in aquifer carbonatic rocks of Mesozoic of the Western Carpathians.

In its first part on a set of 48 springs are documented the differences in the ground water regime with relation to the character and degree of rock disintegration. The character and degree of disintegration of rocks according to obtained results are in close relation with the lithological character of rock environment. A different ground water regime was documented in the environment of dolomites, dolomites and limestones at different relation of representation, in disintegrated and karsted limestones and in very karsted limestones. A particular character of regime have springs in which ground waters emerge from considerable tectonic disintegrations.

The second part presents the application of curves of depletion of springs in evaluating the changes in ground water resources in hydrogeological structures and in calculating the use of accumulated ground waters of hydrogeological structures to enhance the pumped amounts of ground waters from karst springs in low yields.

Ing. E. Kullman, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Introduction

La solution des problèmes de l'hydraulique des eaux souterraines dans un milieu de fissures et de fissures karstiques on peut faire le plus convenablement et économiquement le plus avantageusement au moyen de l'évaluation des mesures des sources dans lesquelles apparaissent les différences hydrauliques des eaux souterraines des structures hydrogéologiques adjacentes.

L'une des méthodes les plus avantageuses est l'évaluation par les courbes de tarissement des sources. On consacre à cette forme de l'évaluation du régime des eaux souterraines dans un milieu de fissures et de fissures karstiques, depuis une bonne série d'annés, une attention considérable tant à l'étranger, ainsi qu'en Tchécoslovaquie (H. Schoeller 1948, H. Schoeller 1965, C. Drogue 1967, B. Mijatovič 1972, E. Kullman 1972, E. Kullman 1973, E. Kullman 1974, E. Kullman — J. Petráš 1977, E. Kullman 1977, E. Kullman — J. Petráš 1979 et d'autres).

En Slovaquie pour ces évaluations on trouve des conditions particulièrement favorables, crées par une grande échelle de mesures ininterrompues des débits des sources, par l'Institut Hydrométéorologique à Bratislava. Ce matériel documentaire ensemble avec les résultats de la Recherche hydrogéologique et des investigations régionales de base est un très bon document de base pour l'évaluation hydraulique des eaux souterraines dans un milieu de fissures et de fissures karstiques. Dans ce rapport on présente en bref les résultats obtenus de la solution de ces questions dans les roches carbonatiques aquifères de Mésozoïque des Carpates Occidentales.

Les problèmes fondamentaux de la méthode de l'évaluation des courbes de tarissement des sources

Le procédé de la vidange des eaux souterraines de milieu rocheux en période non-influencée par les précipitations plusieurs auteurs ont essayé d'exprimer par des équations variées. A présent on utilise pour cette évaluation surtout les équations déduites de l'équation fondamentale non-linéaire partiale différentielle, qui a été déduite par Boussinesq (1904) et les équations déduites pour le mouvement des eaux souterraines avec le niveau libre et captif de l'écoulement laminaire, mixte et turbulent dans la couche aquifère qui repose sur un substratum imperméable horizontal ou incliné. La méthode de cette évaluation est élaborée dans une série de travaux à l'étranger et chez nous (voire la littérature citée dans l'introduction). Une vaste étude traitant le problème fondamental des courbes de tarissement des sources dans notre pays est publiée dans le rapport de E. Kullman — J. Petráš (1979). Une partie des documents et des résultats de ce travail, concernant les relations des écoulements des eaux souterraines et le milieu des roches carbonatiques du Mésozoïque a été utilisée aussi dans cette contribution.

Dans la pratique on utilise le plus fréquemment l'équation exprimant le vidange des eaux souterraines du complexe rocheux en supposant l'écoulement laminaire en forme de $Q_t = Q_o e^{-\alpha(t-t_o)}$ (H. Schoeller 1965, C. Drogue 1967, B. Mijatovič 1972 et d'autres) et dans le cas de l'écoulement turbulent l'équation $Q_t = Q_o[1 - \alpha (t - t_o)]$ (B. Mijatovič 1972). Egalement nous considérons ces équations comme les plus convenables et nous les appliquons lors de l'évaluation de l'évacuation des eaux souterraines des complexes rocheaux.

Il est prouvé que le mouvement des eaux souterraines dans le réseau aquifère des fissures et des cavités karstiques est souvent formé de plusieurs régimes à l'intérieur du complexe rocheux. L'influence mutuelle de ces régimes dépend de plusieurs facteurs, nommément de l'étendue et de rapport mutuel des micro et macrofissures ouvertes, de degré d'alluvionnement de l'eau du complexe rocheux et de son étendue. Dépendemment de la combinaison et de l'influence mutuelle de ces régimes change aussi la courbe de tarissement des eaux souterraines exprimant dans la plupart des cas la combinaison de plusieurs régimes de la circulation des eaux souterraines. Le déroulement de la courbe de tarissement concrète ainsi formée on peut exprimer relativement avec assez de précision en utilisant la superposition de

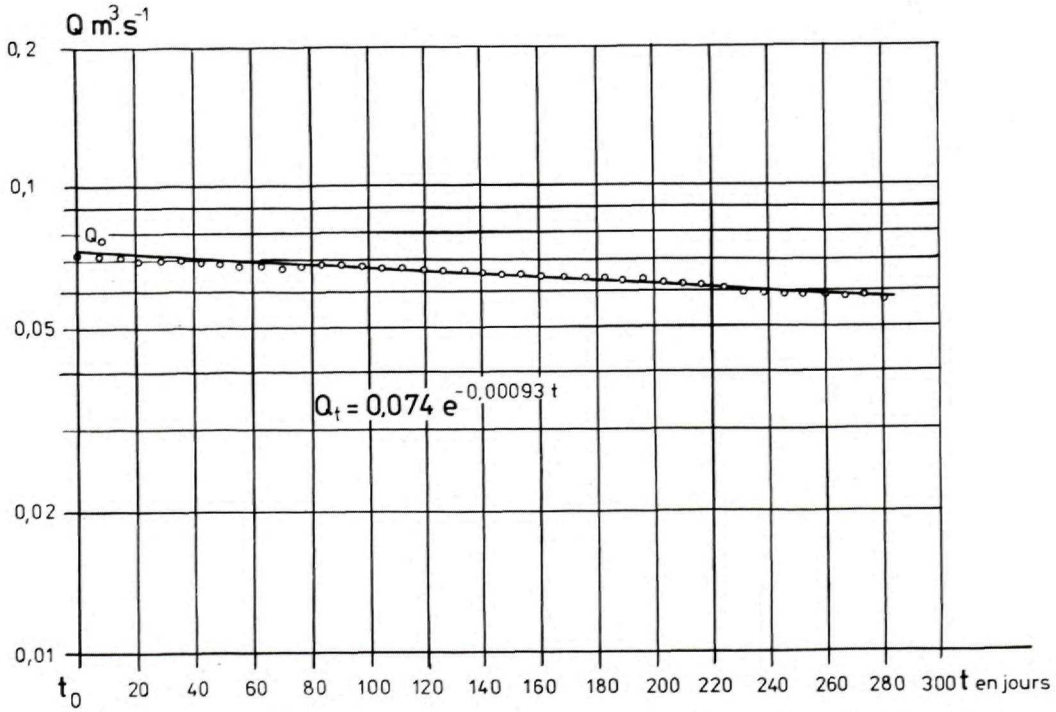


Fig. 1. La courbe de tarissement de la source „Slavianska dolina 3" le massif de la Petite Fatra (1. 1. 1975—8. 10. 1975)

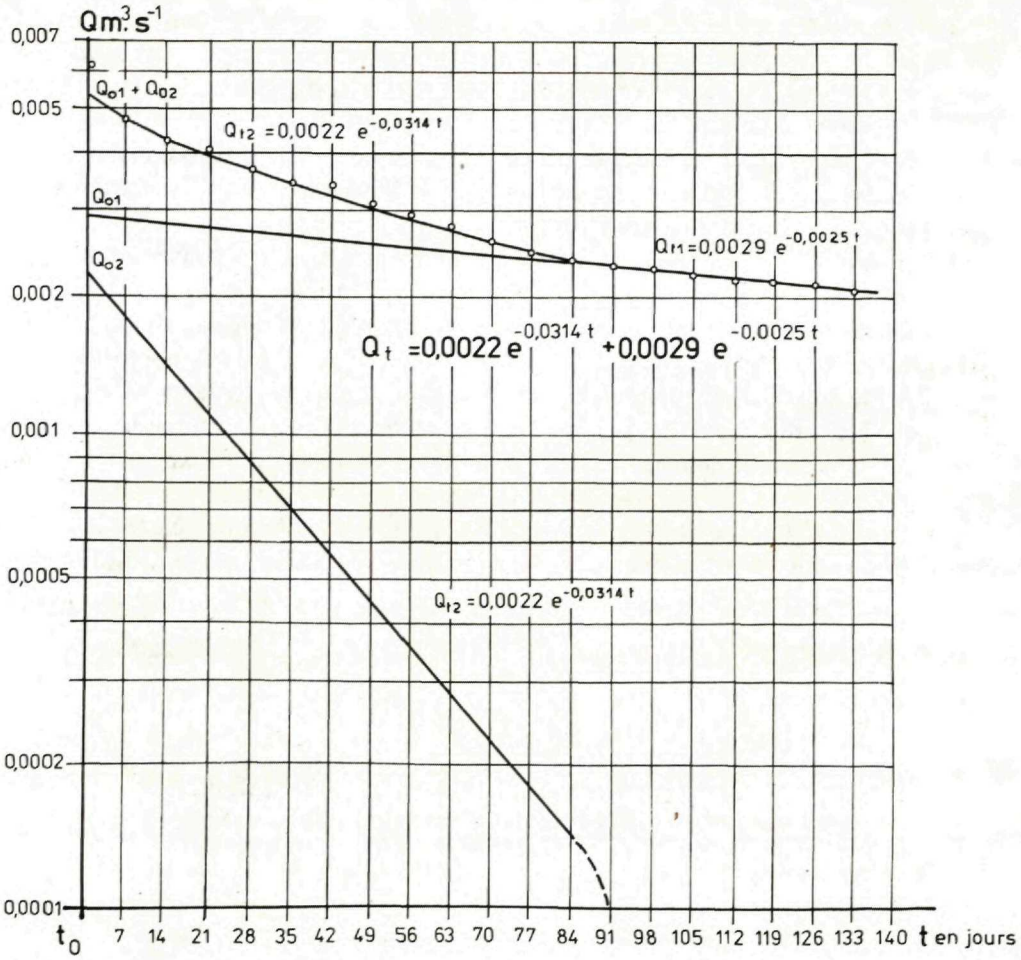


Fig. 2. La courbe de tarissement de la source „Polčina No III" le massif de la Petite Carpates (4. 8. 65—15. 12. 65)

plusieurs équations du type $Q_t = Q_o e^{-\alpha(t-t_o)}$, éventuellement leur superposition avec une ou plusieurs équations du type $Q_t = Q_o [1 - \alpha(t-t_o)]$ exprimant le régime turbulent.

Les valeurs, par lesquelles se distinguent les courbes de tarissement des eaux souterraines des différents milieux géologiques, sont les coéfficients de tarissement α, qui comprennent en soi une série de facteurs reflétant la caractéristique du milieu aquifère. Par une certaine schématisation on peut constater que le coéfficient de tarissement est directement proportionnel au coéfficient de perméabilité et indirectement proportionnel au coéfficient d'emmagasinement d'eau et à la dimension transversale de la nappe. Lors de l'évaluation du vaste ensemble des sources dans les

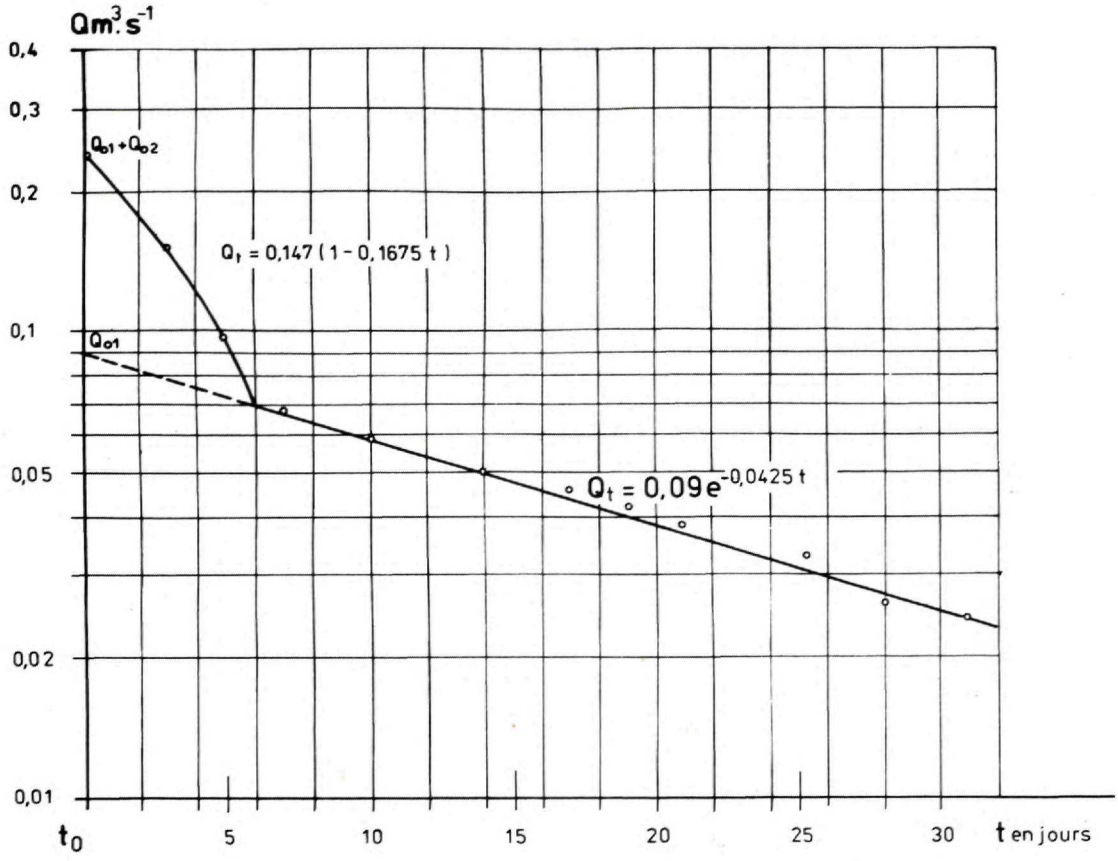


Fig. 3. La courbe de tarissement de la source „Biela vyvieračka", le massif du Karst slovaque (15. 4. 1977—17. 5. 1977)

Carpates de l'Ouest (E. Kullman — J. Petráš 1979) on n'a pas documenté une expression plus importante de la dimension transversale de la nappe sur la différence de la courbe de tarissement des eaux souterraines. On l'explique par le fait que la majeure partie des sources possèdent un petit bassin versant et par là aussi elles ont une petite influence de la dimension transversale de la nappe sur le coéfficient de tarissement.

Sur la base de l'évaluation d'un vaste ensemble de 48 sources du Mésozoïque des Carpates de l'Ouest du point de vue du tarissement des eaux souterraines on peut classifier ces sources dans trois groupes principaux.

1. Les sources au régime laminaire de tarissement caractérisé par les courbes exponentielles simples de tarissement (exemple, Fig. 1).

2. Les sources aux deux ou plusieurs régimes de circulation, exprimables par la

superposition des équations exponentielles du type mentionné plus haut (exemple – Fig. 2).

3. Les sources avec la combinaison des régimes de circulation laminaires et turbulents. Il s'agit en majeure partie d'un ou de deux régimes laminaires de circulation en combinaison avec les régimes turbulents (exemple — Fig. 3).

Du point de vue de la quantité, en se basant sur l'évaluation actuelle de l'ensemble des sources dans les Carpates de l'Ouest les sources du premier groupe avec le régime laminaire simple de tarissement sont moins nombreuses. La partie substantielle des sources évaluées appartiennent dans le second groupe représentant les sources avec deux ou plusieurs régimes laminaires. Les sources du troisième groupe dont le tarissement des eaux souterraines est le reflet de la combinaison des régimes laminaires et turbulents sont rares dans les montagnes des Carpates de l'Ouest.

L'évaluation du degré et du caractère de perméabilité des roches carbonatiques aquifères par l'analyse des courbes de tarissement

L'évaluation de la perméabilité des complexes carbonatiques est très difficile par suite de l'hétérogénéité et de l'anisotropie du milieu rocheaux. La perméabilité dépend du caractère et du degré de la dislocation du milieu auqifère. L'une des méthodes qui apporte de bons résultats pour l'évaluation de degré et du caractère de la dislocation du milieu rocheux aquifère est l'analyse et l'interprétation des courbes de tarissement des sources drainant le complexe carbonatique évalué.

Comme méthode convenable pour une étude plus profonde de ce problème on a considéré l'évaluation d'un vaste ensemble de sources avec mesures ininterrompues de long term liées au milieu rocheux avec les conditions géologiques et hydrogéologiques des bassins hydrogèologiques respectifs bien claires. La différence dans les courbes des tarissements et leur confrontation avec les faits géologiques et hydrogéologiques permettent de montrer aux rapports entre les caractéristiques de tarissement des eaux souterraines et le milieu géologique.

Dans ce but on a effectué au cours des années précédentes de vastes travaux et évaluations des sources dans les Carpates de l'Ouest (E. Kullman — J. Petráš 1979) élargis dans cette contribution de l'évaluation d'un autre ensemble de sources complétisant, que l'on indique ici brièvement.

On présente ici les conclusions faites sur la base des résultats de l'évaluation des courbes de tarissement de 48 sources constamment mesurées à long terme avec les bassins versants dans les complexes carbonatiques du Mésozoïque des Carpates de l'Ouest. Dans l'évaluation n'ont pas été comprises les sources reflétant la combinaison des régimes laminaires et turbulents de la circulation des eaux karstiques se trouvant dans les Carpates de l'Ouest dans les régions avec le karst le plus développé.

Elles forment un groupe à part, pour le plupart avec les valeurs très élevées du coéfficient du tarissement.

L'ensemble de sources évaluées, du point de vue du caractère de tarissement des eaux souterraines on classifie en deux groupes expressivement différents.

a) En sources où le tarissement des eaux souterraines se déroule suivant l'équation exponentielle simple de forme $Q_t = Q_o\, e^{-\alpha(t-t_o)}$.

b) En sources où le tarissement des eaux souterraines doit être exprimé par la superposition de deux ou de plusieurs équations de forme $Q_t = Q_o\, .\, e^{-\alpha(t-t_o)}$ exprimant plusieurs régimes laminaires différents.

Sources des eaux souterraines au régime simple

De l'entier ensemble de 48 sources évaluées on a documenté 14 sources où le tarissement des eaux souterraines se déroule suivant l'équation exponentielle simple de forme $Q_t = Q_o\, e^{-\alpha(t-t_o)}$. Il est caractérisé par le simple régime laminaire des eaux souterraines écoulées dans les sources.

L'évaluation des conditions hydrogéologiques de ces 14 sources et de la structure géologique des bassins versants et d'accumulation attenant aux sources a documenté qu'il s'agit dans tous les cas de sources drainant les eaux souterraines des failles et des dislocations tectoniques importantes. On considère ce fait comme important pour juger du caractère de dislocation du milieu rocheux aquifère. Une partie des sources a aussi une circulation plus profonde des eaux souterraines documentée par des températures augmentées des eaux souterraines en comparaison avec la température moyenne annuelle. Cependant, on n'a pas trouvé l'influence de la profondeur de la circulation de eaux souterraines sur la valeur du coéfficient de tarissement.

L'ensemble de ces sources aux courbes de tarissement simples, en tant qu'unité, est caractéristique prédominemment par des valeurs très petites jusqu'aux petites des coéfficients de tarissement et par une petite variabilité des courbes de tarissement pour les sources individuelles des periodes divers.

La majeure partie de sources prise de l'ensemble de sources évaluées aux courbes simples de tarissement (8) est formée de sources avec un très petit coéfficient de tarissement α (jusqu'à $2{,}77\, .\, 10^{-3}$) et avec un très petit intervalle de variation des coéfficients de tarissement entre les courbes individuelles de la source évaluée (l'ordre jusqu'à 0,1). L'évaluation en détail de ces 8 sources donne le Tab. 1. Les données sur les sources dans le Tab. 1 documentent un écoulement très égalisé des eaux souterraines, ainsi qu'une grande porosité efficace des failles respectives et des dislocations tectoniques, ainsi que des complexes aquifères attenants drainés par elles.

Une partie plus petite (6) de l'énsemble de 14 sources évaluées aux courbes simples de tarissement et au caractère laminaire d'écoulement est formée de sources aux coéfficients de tarissement plus élevés et plus variables. Généralement avec

Tableau 1. Sources à la courbe de tarissement exponentielle simple

No. de source	Nom de source du village de massif	Caractéristique géologique du bassin hydrogéologique de la source	Caractéristique de l'émergence des eaux souterraines
1	Puits Hodoňova Jablonica Petites Carpates	Dislocation tectonique importante pénétrant dans les calcaires et les dolomies	Emergence des eaux souterraines sur la dislocation tectonique par les sédiments néogènes des couches carbonatiques sous-jacentes
2	Včelínek Plavecký Mikuláš Petites Carpates	Dislocation tectonique latérale dans la zone du contact des dolomies triasiques et des couches de conglomérats du paléogène de base	L'émergence des eaux souterraines sur la faille tectonique
3	Vaucluse Častá – Píla Petites Carpates	Bande de quartzites et de calcaires du Mésozoïque forme la zone de drainage et d'accumulation aux roches cristallines attenantes de granodiorites	Emergence des eaux souterraines à l'endroit où la bande des calcaires et des quartzites est coupée par une faille latérale. Profondeur estimée de la circulation 60–70 m
4	Source No. 2 Selec Inovec	Bande de calcaires triasiques à l'inclinaison abrupte dans la partie sus-jacente avec les roches cristallines déplacées	Emergence des eaux souterraines sur la ligne de déplacement formant ensemble avec les calcaires triasiques le drainage des eaux souterraines. Profondeur de la circulation 120–150 m
5	Source No. 1 Kamenná Poruba Petite Fatra	Calcaires et dolomies triasiques drainées par la zone tectonique marginale du massif de la Petite Fatra	Emergence des eaux souterraines de la zone tectonique marginale
6	Slavianska No. 3 Valča Petite Fatra	Complexe des dolomies et calcaires triasiques recouvert en partie du territoire de couches sus-jacentes moins perméables de Trias supérieur-Craie	Source sur la dislocation tectonique expressive SO-NE coupant latéralement le synclinal des carbonates
7	Vallée Valčianska No. 3 Valča Petite Fatra	Complexe des dolomies triasiques et calcaires recouvert en partie de couches sus-jacentes moins perméables de Trias à Craie supérieur	Source sur la dislocation tectonique le point de contacte des dolomies et calcaires triasiques du synclinal avec les granitoïdes des roches cristallines de la Petite Fatra
8	Teplô – Biele Vody Lipt. Revúce Grande Fatra	Dolomies de la nappe križňanská avec couches lunzské sus-jacentes imperméables formant la barrière	Source sur la ligne latérale de dislocation drainant les eaux accumulées dans les dolomies

S* — Courbe de tarissement assemblée

et au coefficient de tarissement bas et peu variable

Débit min. max. $l.s^{-1}$	Tempér. de l'eau min. max. °C	Nombre des courbes d'évaluation	Date	t (jours)	Q_o $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Coefficient de tarissement α	S*	Coefficient moyen de tarissement α
30,2 42,4	10,0 10,5	4	28. 6. 61– 3. 1. 62 22. 5. 63–30. 10. 63 30. 6. 65–22. 12. 65 31. 5. 67–23. 8. 67	56 56 56 42	37,6 37,3 42,4 41,1	32,7 32,7 36,4 36,4	$2{,}52 \cdot 10^{-3}$ $2{,}31 \cdot 10^{-3}$ $2{,}74 \cdot 10^{-3}$ $3{,}08 \cdot 10^{-3}$	S S S S	$2{,}66 \cdot 10^{-3}$
2,75 5,01	12,0 12,5	6	31. 8. 55–12. 10. 55 24. 7. 57– 6. 11. 57 5. 8. 59–16. 12. 59 8. 11. 62–28. 2. 62 30. 5. 62–31. 10. 62 31. 5. 67–13. 9. 67	42 105 133 112 154 105	7,40 4,30 4,07 3,40 4,00 4,60	4,30 3,66 3,08 2,75 2,86 3,01	$2{,}87 \cdot 10^{-3}$ $1{,}31 \cdot 10^{-3}$ $2{,}10 \cdot 10^{-3}$ $1{,}89 \cdot 10^{-3}$ $1{,}49 \cdot 10^{-3}$ $3{,}62 \cdot 10^{-3}$	– – – – –	$2{,}21 \cdot 10^{-3}$
12,3 15,4	10,0 12,3	2	25. 7. 56–24. 10. 56 29. 7. 59–21. 10. 59	119 119	6,36 7,77	4,43 5,08	$2{,}72 \cdot 10^{-3}$ $2{,}83 \cdot 10^{-3}$	S S	$2{,}77 \cdot 10^{-3}$
16,0 23,0	12,0 12,0	8	4. 7. 56–25. 7. 56 11. 6. 58–16. 7. 58 26. 4. 61–31. 5. 61 2. 8. 61– 4. 10. 61 1. 8. 62–29. 8. 62 12. 9. 62–24. 10. 62 8. 1. 64–26. 2. 64 21. 7. 65–22. 9. 65	21 28 35 63 28 42 42 63	22,2 22,1 19,1 20,1 20,1 20,5 20,1 23,5	21,1 19,7 17,8 17,5 18,5 18,1 17,8 20,5	$2{,}42 \cdot 10^{-3}$ $3{,}28 \cdot 10^{-3}$ $2{,}01 \cdot 10^{-3}$ $2{,}20 \cdot 10^{-3}$ $2{,}96 \cdot 10^{-3}$ $2{,}96 \cdot 10^{-3}$ $2{,}89 \cdot 10^{-3}$ $2{,}17 \cdot 10^{-3}$	– – – – – – – –	$2{,}61 \cdot 10^{-3}$
46,6 84,8	8,0 8,7	5	5. 10. 60–21. 12. 60 27. 6. 62–24. 10. 62 29. 7. 64–23. 9. 64 28. 12. 66– 8. 2. 67 5. 7. 67–30. 8. 67	77 119 56 42 56	66,5 59,8 56,2 56,2 57,3	60,0 48,3 52,5 53,4 51,2	$1{,}34 \cdot 10^{-3}$ $1{,}79 \cdot 10^{-3}$ $1{,}22 \cdot 10^{-3}$ $1{,}26 \cdot 10^{-3}$ $1{,}60 \cdot 10^{-3}$	– – – – –	$1{,}44 \cdot 10^{-3}$
48,5 74,0	8,5 9,0	9	8. 8. 62– 3. 4. 63 15. 7. 64–23. 9. 64 6. 1. 65–10. 3. 65 6. 10. 65–22. 12. 65 3. 5. 67–20. 12. 67 18. 6. 69–29. 10. 69 16. 6. 71–24. 11. 71 27. 6. 73– 7. 11. 73 1. 1. 75– 8. 10. 75	238 70 63 77 231 133 161 133 281	65,0 59,2 58,8 56,6 72,9 60,6 59,6 55,9 74,0	51,5 53,5 53,5 50,7 57,2 49,3 51,1 48,5 57,0	$9{,}80 \cdot 10^{-4}$ $1{,}45 \cdot 10^{-3}$ $1{,}50 \cdot 10^{-3}$ $1{,}43 \cdot 10^{-3}$ $1{,}05 \cdot 10^{-3}$ $1{,}55 \cdot 10^{-3}$ $9{,}60 \cdot 10^{-4}$ $1{,}07 \cdot 10^{-3}$ $9{,}29 \cdot 10^{-4}$	– – – – – – – – –	$1{,}21 \cdot 10^{-3}$
3,22 6,21	6,6 7,6	6	9. 7. 69– 5. 11. 69 5. 8. 70–14. 10. 70 11. 8. 71–27. 10. 71 13. 12. 72–14. 2. 73 2. 5. 73–31. 10. 73 26. 6. 74–25. 9. 74	79 70 77 28 137 91	3,8 4,48 3,9 3,86 4,39 4,56	3,24 3,85 3,33 3,65 3,22 3,71	$2{,}00 \cdot 10^{-3}$ $2{,}16 \cdot 10^{-3}$ $2{,}05 \cdot 10^{-3}$ $2{,}00 \cdot 10^{-3}$ $2{,}26 \cdot 10^{-3}$ $2{,}27 \cdot 10^{-3}$	S – – – S –	$2{,}12 \cdot 10^{-3}$
50,8 94,8	7,4 8,0	3	29. 4. 70–20. 6. 70 2. 9. 70–28. 10. 70 30. 5. 72–16. 8. 72	70 63 77	78,3 73,5 76,7	67,0 64,4 64,4	$2{,}38 \cdot 10^{-3}$ $2{,}16 \cdot 10^{-3}$ $1{,}88 \cdot 10^{-3}$	S S S	$2{,}14 \cdot 10^{-3}$

Tableau 2. Sources à la courbe de tarissement exponentielle simple

No. de la source	Nom de source du village de massif	Caractéristique géologique du bassin hydrogéologique de la source	Caractéristique de l'émergence des eaux souterraines
9	Vajar-rybník Rohožník Petites Carpates	Carbonates triasiques de la nappe de Veterník ensemble avec la zone perméable des failles marginales des Petites Carpates	Source sur la faille marginale des Petites Carpates. La température de l'eau augmentée et la retardation remarquable sur les précipitations documentent un bassin hydrogéologique plus éloigné à la profondeur de la circulation environ 250 m
10	Source No. 1 Selec Inovec	Bande de calcaires triasiques à l'inclinaison abrupte reposant sur les couches du Permien. Une importante ligne de déplacement passe entre les calcaires et les roches cristallines sus-jacentes déplacées	La source est liée à la ligne de déplacement qui, ensemble avec la bande des calcaires, forme un drainage important aux eaux souterraines de la structure, la profondeur de la circulation 120–150 m
11	Býky Pružina Montagnes Strážovské vrchy	Dolomies et calcaires du Trias de la nappe de Choč	L'émergence des eaux souterraines supposée sur une faille plus importante
12	Lasce Necpaly Grande Fatra	Calcaires et dolomies du Mésozoïque de la nappe križňanský príkrov la partie considérable des eaux infiltrées forment les pertes par les cours d'eau de surface du bassin hydrogéologique voisin	Sur la base des faits connus la source se lie à la dislocation tectonique passant à l'intérieur du massif
13	Stará Trangoška Horná Lehota Basses Tatras	Le synclinal des roches mésozoïques – calcaires, dolomies, quartzites et schistes – plissé à l'intérieur du centre des roches cristallines	La source émerge sur la faille latérale drainant les eaux souterraines du synclinal
14	Teplica Kunova Teplica Karst slovaque	Un vaste complexe de calcaires triasiques	Emergence des eaux souterraines sur une ligne tectonique marquante à travers les sédiments néogènes des calcaires sus-jacents du Trias

S* Courbe de tarissement assemblée

et au coefficient de tarissement moyen et plus variable

Débit min. max. $l.s^{-1}$	Tempér. de l'eau min. max. °C	Nombre des courbes d'évaluation	Date	t (jours)	Q_o $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Coefficient de tarissement α	S*	Coefficient de tarissement moyen α
36,4	15,0	4	6. 7. 60–12. 10. 60	56	58,0	50,5	$2{,}47 . 10^{-3}$	S	$3{,}23 . 10^{-3}$
96,1	15,0		4. 7. 62–24. 10. 62	84	50,0	36,4	$3{,}78 . 10^{-3}$	S	
			26. 8. 64– 7. 10. 64	42	44,0	37,4	$3{,}87 . 10^{-3}$	–	
			21. 6. 67–30. 8. 67	47	74,0	64,8	$2{,}82 . 10^{-3}$	S	
26,8	12,0	6	26. 9. 56–24. 10. 56	28	37,6	34,1	$3{,}48 . 10^{-3}$	–	$4{,}68 . 10^{-3}$
52,0	12,0		10. 12. 58–28. 1. 59	28	40,2	37,0	$2{,}96 . 10^{-3}$	S	
			22. 8. 62–24. 10. 62	49	40,2	31,0	$5{,}30 . 10^{-3}$	S	
			27. 11. 63–19. 2. 64	56	36,4	26,8	$5{,}46 . 10^{-3}$	S	
			27. 5. 64–17. 6. 64	21	31,0	26,8	$6{,}93 . 10^{-3}$	–	
			8. 11. 65–29. 11. 65	21	42,4	39,0	$3{,}98 . 10^{-3}$	–	
22,0	6,4	7	11. 9. 57–20. 11. 57	70	63,5	42,7	$5{,}66 . 10^{-3}$	–	$5{,}97 . 10^{-3}$
141,0	8,0		16. 9. 59–23. 12. 59	98	51,7	27,8	$6{,}33 . 10^{-3}$	–	
			6. 8. 67–17. 12. 67	133	69,6	31,5	$5{,}96 . 10^{-3}$	–	
			1. 9. 68–16. 2. 69	91	43,7	25,9	$5{,}74 . 10^{-3}$	S	
			7. 6. 70– 8. 11. 70	154	97,5	42,0	$5{,}46 . 10^{-3}$	–	
			30. 5. 71–14. 11. 71	168	81,7	30,9	$5{,}78 . 10^{-3}$	–	
			29. 4. 73–21. 10. 73	168	77,6	24,6	$6{,}84 . 10^{-3}$	–	
330	8,5	6	13. 6. 62–26. 9. 62	105	717,0	453,0	$4{,}37 . 10^{-3}$	–	$6{,}00 . 10^{-3}$
865	9,5		5. 7. 67–13. 12. 67	77	602,0	330,0	$7{,}81 . 10^{-3}$	S	
			26. 6. 68–11. 9. 68	42	490,0	351,0	$7{,}94 . 10^{-3}$	S	
			3. 9. 69– 8. 10. 69	35	436,0	368,0	$4{,}84 . 10^{-3}$	–	
			12. 8. 70–30. 9. 70	49	577,0	424,0	$6{,}29 . 10^{-3}$	–	
			26. 5. 71–20. 10. 71	91	553,0	358,0	$4{,}78 . 10^{-3}$	–	
46,1	4,0	6	24. 7. 57–27. 11. 57	42	103,0	72,5	$8{,}36 . 10^{-3}$	S	$7{,}55 . 10^{-3}$
235,0	8,4		11. 1. 61–22. 2. 61	42	87,0	58,8	$9{,}33 . 10^{-3}$	–	
			11. 7. 62–23. 10. 62	105	97,0	54,4	$5{,}55 . 10^{-3}$	–	
			11. 12. 63–12. 2. 64	63	103,0	63,3	$7{,}73 . 10^{-3}$	–	
			6. 10. 65– 2. 2. 66	119	103,0	50,3	$6{,}02 . 10^{-3}$	–	
			16. 11. 66–21. 1. 67	70	97,0	54,4	$8{,}32 . 10^{-3}$	–	
4,5	13,4	4	2. 11. 75– 2. 12. 75	30	17,7	12,0	$1{,}313 . 10^{-2}$	–	$9{,}945 . 10^{-3}$
80,7	17,9		10. 12. 76–17. 1. 77	37	17,6	14,0	$6{,}185 . 10^{-3}$	–	
			15. 8. 77–29. 8. 77	14	19,0	15,8	$1{,}230 . 10^{-2}$	–	
			2. 9. 77–28. 10. 77	56	17,6	9,6	$9{,}981 . 10^{-3}$	–	

l'augmentation des coéfficients de tarissement α dont les valeurs moyennes des sources individuelles vont de $3{,}25 \cdot 10^{-3}$ à $9{,}95 \cdot 10^{-3}$ augmente aussi l'intervalle de variation du coéfficient de tarissement α des courbes de tarissement des periodes divers et cela de l'ordre 0,1 à 0,3 et pour les sources avec les coéfficients de tarissement les plus élevés jusqu' à 0,6 de l'ordre.

Une évaluation plus détaillée de ces 6 sources donne le Tab. 2. Les deux dernières de ces sources (sources No. 13, No. 14) sont caractéristiques par les coéfficients de tarissement les plus élevés et aussi par les courbes de tarissement des divers periodes climatiques les plus variables.

Pour la source No. 13 le coéfficient moyen de tarissement est de $7{,}55 \cdot 10^{-3}$ et l'intervalle de variation du coéfficient α des courbes individuelles de tarissement est l'ordre jusqu'à 0,37. Il s'agit d'une structure hydrogéologique d'un synclinal plissé étroit de calcaires et de quartzites au milieu de roches cristallines, coupé par une faille latérale. Les eaux souterraines drainées par la faille latérale débouchent dans la source évaluée.

Pour la source No. 14 le coéfficient moyen de tarissement α va jusqu'à $9{,}945 \cdot 10^{-3}$ et l'intervalle de variation des courbes individuelles de tarissement caractérisé par le coéfficient de tarissement est l'ordre jusqu' à 0,6. La source émerge sur une zone tectonique expressive qui collectionne les eaux souterraines des calcaires triasiques, extrêmement karstifiés.

Sur la base de cet ensemble de 14 sources il apparaît que la dislocation tectonique ou la faille est pour ces sources par son caractère de perméabilité le facteur principal et limitant le plus important, influant sur le drainage du complexe rocheux. On suppose que c'est la perméabilité de la dislocation qui détermine dans la mesure principale l'afflux des eaux souterraines vers la source et par là aussi ses changements de l'emmagasinement dans le temps. L'hydrodynamique des eaux souterraines à travers la dislocation tectonique des séries de couches aquifères n'est pas en mesure, pour la plupart des cas, d'influencer trop le régime des eaux souterraines.

Les sources au régime d'eaux souterraines compliqué

A part les sources au régime simple de tarissement des eaux souterraines, comprenant une plus petite partie de l'ensemble de sources évaluées et liées, comme déjà mentionné, aux failles importantes et dislocations tectoniques (voire le chapitre précédent) l'écoulement des eaux souterraines de la partie substantielle de sources est formé de la combinaison de plusieurs régimes différents de la circulation des eaux souterraines. Ce sont prédominemment les combinaisons des régimes laninaires de la circulation. Plus rarement, et cela surtout dans les régions au karst très développé, on trouve aussi des sources où l'écoulement des eaux souterraines est formé de la combinaison du régime laminaire et turbulent de la circulation.

Les évaluations récentes documentent que les différences dans les régimes de la

circulation des eaux souterraines sont influencées dans une large mesure par le caractère et le degré de la dislocation du milieu rocheux. Le caractère et le degré de la dislocation du milieu rocheux à son tour dépend en beaucoup du caractère lithologique des roches.

Dans les couches mésozoïques des Carpates de l'Ouest les collecteurs des eaux souterraines les plus importants sont les dolomies et les calcaires du Trias. Moins favorables du point de vue de la perméabilité sont les couches carbonatiques du Jura et les quartzites du Trias inférieur. Les autres couches de Mésozoïque dans les Carpates de l'Ouest comme collecteurs des eaux souterraines elles sont peu importantes jusqu'à sans importance.

Pour l'évaluation, cependant, du régime des eaux souterraines des couches mésozoïques, s'écoulant dans les sources, par rapport au caractère et au degré de dislocation des couches aquifères individuelles, on a tourné la principale attention aux calcaires et aux dolomies du Trias, dans une mesure moindre aussi aux calcaires du Jura.

Le régime de tarissement des eaux souterraines dans les sources des dolomies et des calcaires dépend du caractère et du degré différents de perméabilité, qui est le reflet du caractère et du degré de la dislocation du milieu rocheux. Dans les dolomies c'est avant tout le degré différent de la densité des fissures. Dans certains massifs des Carpates de l'Ouest les dolomies sont extrêmement disloquées et même broyées en poudre de dolomie. Dans les autres massifs montagneux elles sont plus compactes et moins disloquées. La karstification en elles est très rare. Dans les deux cas, par l'opposé aux calcaires, les dolomies se distinguent pour la plupart par un réseau de fissures dense et de répartition plus uniforme. Pour les calcaires, à côté d'une densité de fissures variée, d'un raport différent de minces fissures et de grandes fissures ouvertes, un autre facteur important intervient — la karstification. Tous ces facteurs influent sur la formation du régime des eaux souterraines et sur le caractère de leur vidange des sources. D'une contribution mutuelle au débit des eaux des sources sont fréquemment les eaux des couches des dolomies, des calcaires karstifiés et non karstifiés.

Pour juger avec une plus grande précision du rapport entre la lithologie des roches et du caractère de dislocation dépendant d'elle, ainsi que de la perméabilité des roches et entre le caractère du régime des eaux souterraines on a divisé l'ensemble de 36 sources aux courbes compliquées de tarissement, sur la base des faits géologiques, en sources des dolomies, sources des dolomies avec la portion de calcaires, sources des calcaires et en sources des calcaires karstifiés et très karstifiés. Toutes ces sources collectent les eaux souterraines des dolomies et des calcaires du Trias moyen et supérieur. Pour la comparaison on a évalué aussi quelques sources des structures hydrogéologiques du Jura formées prédominemment de calcaires du type différent y compris les calcaires à faible contenu de marnes.

Le but de cette évaluation est de présenter la caractéristique hydraulique des eaux

souterraines émergeant en sources soit des types individuels des roches carbonatiques perméables et aussi de leurs combinaisons, ainsi que de montrer sur la variabilité différente dans l'écoulement des eaux souterraines en régimes non influencés dépendemment du degré et du caractère de la dislocation des types individuels des roches carbonatiques.

Comme il ressort des faits acquis au cours de l'évaluation la partie substantielle des eaux souterraines émergeant en sources évaluées accuse un régime laminaire de la circulation. Pour donner la caractéristique du vidange des nappes en régimes non influencés on peut caractériser le régime des eaux souterraines de ces sources avec une précision adéquate par la superposition de deux courbes de tarissement. Le vidange des nappes des régimes combinés laminaires et turbulents est rare dans les couches carbonatiques mésozoïques des Carpates de l'Ouest. Ces formes de tarissement des nappes ont été documentées seulement dans les couches carbonatiques du Mésozoïque des Gemerides et cela surtout dans le massif du Karst slovaque et dans celui de Muránska planina, qui représentent le karst le plus développé dans les Carpates de l'Ouest. L'étendue de l'évaluation récente vu l'ensemble inadéquat des sources liées aux régimes laminaires et turbulents combinés n'a pas encore permis de caractériser de plus près ce groupe de sources émergeant des complexes calcaires avec le degré de karstification le plus élevé et de donner sa caractéristique de vidange des nappes.

Pour caractériser les intervalles de variations des coéfficients de tarissement α de la source lors de l'évaluation de plusieurs de ses courbes de tarissement des periodes différents on a considéré pour les intervalles de variations des coéfficients de tarissement α la valeur représentant l'intervalle entre le coéfficient α minimal et maximal de l'ensemble des courbes de tarissement de la source évalué. Pour caractériser l'intervalle moyen des coéfficients de tarissement α de l'ensemble de sources d'un certain milieu rocheux on a pris la valeur moyenne des valeurs minimales et maximales des coéfficients de tarissement α de l'ensemble de sources évalué et exprimé comme leur différence.

Sources des dolomies du Trias

Dans ce groupe de l'ensemble total on a classifié 8 sources qui, selon les faits géologiques actuels, surtout des résultats de la cartographie géologique, ont leurs bassins versants et d'accumulation soit dans les dolomies pures ou dans les dolomies avec une très petite participation des calcaires. Les résultats de leur évaluation caractérisent le tarissement des eaux souterraines des dolomies triasiques du Mésozoïque dans les régimes en l'absence de pluie.

Comme les Tab. 3 et 10 le montrent le vidange des sources des dolomies se fait selon les lois du régime laminaire et sont caractéristiques par les coéfficients α_1 très

Tableau 3. Les valeurs moyennes des coefficients de tarissement des sources de dolomies du Trias

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coefficients moyens de tarissement	
				α_1	α_2
15	Holba Grunty 1	Petites Carpates	6	$2{,}96 \cdot 10^{-3}$	$3{,}297 \cdot 10^{-2}$
16	Holba Grunty 4	Petites Carpates	5	$2{,}72 \cdot 10^{-3}$	$3{,}557 \cdot 10^{-2}$
17	Holba Grunty 7	Petites Carpates	7	$2{,}85 \cdot 10^{-3}$	$4{,}533 \cdot 10^{-2}$
18	Polčina 2	Petites Carpates	3	$2{,}22 \cdot 10^{-3}$	$5{,}248 \cdot 10^{-2}$
19	Polčina 3	Petites Carpates	5	$2{,}80 \cdot 10^{-3}$	$2{,}965 \cdot 10^{-2}$
20	Blažejovka	Petites Carpates	3	$2{,}67 \cdot 10^{-3}$	$3{,}215 \cdot 10^{-2}$
21	Salatín III	Grande Fatra	3	$3{,}83 \cdot 10^{-3}$	$5{,}060 \cdot 10^{-2}$
22	Šumivý	Tatras Belanské	4	$3{,}05 \cdot 10^{-3}$	$5{,}172 \cdot 10^{-2}$

bas et prédominemment peu variables, représentant dans l'ensemble présenté la valeur moyenne de $2{,}88 \cdot 10^{-3}$ et varient prédominemment dans les limites de $2 \cdot 10^{-3}$ à $3 \cdot 10^{-3}$. Le coéfficient α_2 est également bas (la valeur moyenne de α_2 de l'ensemble est de $4{,}038 \cdot 10^{-2}$). Les moyennes des valeurs extrêmes des coéfficients de tarissement des sources de l'ensemble sont: $\alpha_1 = 2{,}45 \cdot 10^{-3} - 3{,}55 \cdot 10^{-3}$; $\alpha_2 = 3{,}280 \cdot 10^{-2} - 5{,}099 \cdot 10^{-2}$.

Sources des dolomies et des calcaires du Trias à la prédominence des dolomies

Dans ce groupe on a classifié les sources dont le bassin versant et d'accumulation, sur la base des faits géologiques actuels, est composé de dolomies et de calcaires du Trias où les dolomies prédominent. Sur la base des résultats des cartographies récentes et de l'interprétation des conditions géologiques on a classifié dans ce groupe 5 sources de l'ensemble évalué.

Les sources des dolomies avec la participation des calcaires comme les Tab. 4 et 11 le montrent, à l'opposé des sources des dolomies, ont la valeur de α_1 augmentée

Tableau 4. Les valeurs moyennes des coéfficients de tarissement des sources des dolomies et calcaires triassiques à la prédominance des dolomies

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coefficients moyens de tarissement	
				α_1	α_2
23	Malý Roštún	Petites Carpates	6	$4{,}52 \cdot 10^{-3}$	$5{,}149 \cdot 10^{-2}$
24	Hajzochová No. I	Petites Carpates	6	$4{,}50 \cdot 10^{-3}$	$6{,}673 \cdot 10^{-2}$
25	Kráľova Studňa	Petites Carpates	8	$4{,}33 \cdot 10^{-3}$	$6{,}282 \cdot 10^{-2}$
26	Bukovina I	Petites Carpates	5	$4{,}26 \cdot 10^{-3}$	$6{,}697 \cdot 10^{-2}$
27	Modranská Skala	Petites Carpates	8	$3{,}37 \cdot 10^{-3}$	$6{,}298 \cdot 10^{-2}$

(la valeur moyenne de α_1 des sources évaluées est de $4,15 \cdot 10^{-3}$) qui, en accord avec le groupe des sources précédent, n'a pas un grand intervalle de variations du coéfficient de tarissement α_1 dans les courbes individuelles de tarissement de la source évaluée. Pour ce qui concerne le coéfficient α_2 l'influence des calcaires apparaît plus marquante et cela tant par ses valeurs substantiellement plus élevées (la valeur moyenne de α_2 des sources évaluées est de $6,212 \cdot 10^{-3}$) et aussi une variabilité plus grande des valeurs de α_2 dans les courbes individuelles de tarissement de la source évaluée. Les moyennes des valeurs extrêmes des coéfficients de tarissement des sources de l'ensemble sont: $\alpha_1 = 3,41 \cdot 10^{-3} - 4,81 \cdot 10^{-3}$; $\alpha_2 = 4,790 \cdot 10^{-2} - 8,290 \cdot 10^{-2}$.

Sources des calcaires du Trias disloqués et partiellement peu karstifiés

Les complexe calcaires du Trias des Carpates de l'Ouest présentent des degrés de kartstification différents, dépendamment de toute une série de facteurs. Ce sont tant les complexes calcaires avec la perméabilité des fissures prédominente, ou avec une participation plus petite des perméabilités karstiques et les complexes calcaires avec la perméabilité karstique prédominente liée au karst développé. En comparaison avec les dolomies leur caractère de fissuration est plus varié et plus variable. De l'ensemble de sources évalué et se basant sur les faits géologiques on peut définir dans ce groupe 10 sources avec le bassin versant dans les calcaires triasiques (rarement avec la participation des dolomies négligeable) dans lesquels on présume la grande prédominence de la perméabilité des fissures sur la perméabilité karstique (Tab. 5 et 12).

Tableau 5. Les valeurs moyennes des coefficients de tarissement des sources des calcaires disloqués et partiellement peu karstifiés du Trias (avec la participation secondaire possible des dolomies)

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coefficient moyen de tarissement	
				α_1	α_2
28	Polčina No. 1	Petites Carpates	5	$5,16 \cdot 10^{-3}$	$9,093 \cdot 10^{-2}$
29	Tmavá	Petites Carpates	10	$6,94 \cdot 10^{-3}$	$7,526 \cdot 10^{-2}$
30	Hajzochová No. II	Petites Carpates	5	$3,49 \cdot 10^{-3}$	$9,730 \cdot 10^{-2}$
31	Kamenistá dolina	Petites Carpates	6	$7,32 \cdot 10^{-3}$	$8,512 \cdot 10^{-2}$
32	Mokrá dolina	Petites Carpates	6	$8,70 \cdot 10^{-3}$	$6,615 \cdot 10^{-2}$
33	Bukovina II	Petites Carpates	6	$4,27 \cdot 10^{-3}$	$1,119 \cdot 10^{-1}$
34	Bobot	Massif Strážovské vrchy	3	$5,50 \cdot 10^{-3}$	$5,447 \cdot 10^{-2}$
35	Vrchovište	Massif Strážovské vrchy	2	$7,83 \cdot 10^{-3}$	$7,990 \cdot 10^{-2}$
36	Kamenná dolina	Petite Fatra	4	$7,10 \cdot 10^{-3}$	$7,060 \cdot 10^{-2}$
37	Malé Cenovo	Grande Fatra	4	$4,05 \cdot 10^{-3}$	$8,200 \cdot 10^{-2}$

Le caractère du drainage des eaux souterraines des sources des calcaires d'une dislocation tectonique importante et partiellement karstifiés avec la participation plus considérable des macro-fissures apparaît dans les valeurs augmentées des coéfficients α_1 et α_2. Le coéfficient moyen de tarissement α_1 de l'ensemble de 10 sources évalué est de $6{,}14 \cdot 10^{-3}$, le coéfficient moyen de tarissement α_2 est $8{,}167 \cdot 10^{-2}$. Les moyennes des valeurs extrêmes des coéfficients de tarissement des sources de cet ensemble sont: $\alpha_1 = 4{,}97 \cdot 10^{-3} - 7{,}17 \cdot 10^{-3}$; $\alpha_2 = 6{,}141 \cdot 10^{-2} - 1{,}0222 \cdot 10^{-1}$.

Sources des calcaires karstifiés triasiques

Certaines régions du Mésozoïque des Carpates de l'Ouest formées de calcaires du Trias se distinguent par une karstification plus marquante aux formes karstiques de surface et souterraines. Les régions de ce caractère sont surtout dans les massif des Petites Carpates, Strážovské vrchy, Grande Fatra, Basses Tatras et Chočské vrchy. Comme régions karstiques les plus développées et d'une grande superficie dans les Carpates de l'Ouest on peut considérer surtout le Karst slovaque, le plateau Muránska planina et le Paradis slovaque.

De l'ensemble évalué on a classifié dans le groupe des sources liées aux calcaires karstifiés triasiques, sur la base de l'évaluation des conditions géologiques, 5 sources avec les bassins versants et d'accumulation dans les calcaires karstifiés des massifs des Petites Carpates, des Strážovské vrchy et de Karst slovaque (Tab. 6 et 13).

Tableau 6. Les valeurs moyennes des coéfficients de tarissement des sources des calcaires karstifiés triasiques

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coefficients moyens de tarissement	
				α_1	α_2
38	Polčina No. 4	Petites Carpates	5	$1{,}152 \cdot 10^{-2}$	$1{,}0639 \cdot 10^{-1}$
39	Rajtarka	Petites Carpates	7	$1{,}046 \cdot 10^{-2}$	$9{,}845 \cdot 10^{-2}$
40	Pri moste	Strážovské vrchy	5	$1{,}132 \cdot 10^{-2}$	$1{,}0016 \cdot 10^{-1}$
41	Buzgó	Karst slovaque	5	$1{,}248 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3469 \cdot 10^{-1}$
42	Gyepü*	Karst slovaque	11	$1{,}766 \cdot 10^{-2}$	$1{,}5996 \cdot 10^{-1}$

* Dans la partie des courbes de tarissement α_2 documente un régime turbulent.

Le tarissement des eaux souterraines selon les lois du régime laminaire des calcaires karstifiés est caractérisé par des coéfficients de tarissement α_1 et α_2 élevés. Ceci documente un vaste réseau de macro-fissures et de chenaux karstiques dans le complexe conditionnant un tarissement rapide des eaux souterraines. Le réseau des minces fissures, qui dans les groupes précédents jouait un rôle important de facteur d'accumulation et retardateur, apparaît ici d'une façon moins marquante. Le

coéfficient moyen de tarissement α_1 des 7 sources évaluées est de $1{,}305 \cdot 10^{-2}$, le coéfficient moyen α_2 est de $1{,}277 \cdot 10^{-1}$. Les moyennes des valeurs extrêmes des coéfficients de tarissement des sources de cet ensemble sont: $\alpha_1 = 9{,}94 \cdot 10^{-3} - 1{,}59 \cdot 10^{-2}$; $\alpha_2 = 8{,}321 \cdot 10^{-2} - 1{,}615 \cdot 10^{-1}$.

Sources des calcaires triasiques fortement karstifiés

Les régions avec l'étendue la plus grande de karstification dans les Carpates de l'Ouest se lient aux parties substantielles des massifs de Karst slovaque et de plateau Muránska planina. Y émergent les sources avec les plus grands intervalles de variations du débit dans le temps. Et même dans une partie de sources de ces massifs le tarissement des eaux souterraines est formé par la combinaison des régimes laminaires et turbulents, ce qui témoigne aussi du degré élevé de la karstification. Même les sources dont le tarissement des eaux souterraines est formé de régime laminaire de ces massifs documentent les coéfficients de tarissement les plus élevés de l'ensemble de sources évalué, ce qui témoigne également de la karstification très développée et de la grande étendue des macro-fissures ouvertes.

De l'ensemble de sources évalué on a classifié dans le groupe des sources liées aux calcaires très karstifiés 2 sources du massif de Karst slovaque (Tab. 7 et 14).

Tableau 7. Les valeurs moyennes des coefficients de tarissement des sources des calcaires triasiques fortement karstifiés

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coéfficients moyens de tarissement	
				α_1	α_2
43	Potok z jaskyne (Ruisseau de la grotte)	Karst slovaque	4	$2{,}993 \cdot 10^{-2}$	$5{,}288 \cdot 10^{-1}$
44	Pistrang	Karst slovaque	3	$3{,}303 \cdot 10^{-2}$	$3{,}123 \cdot 10^{-1}$

Tableau 8. Les valeurs moyennes des coéfficients de tarissement des sources des calcaires et des calcaires faiblement marneux du Jura inférieur à moyen

No. de la source	Nom de la source	Massif montagneux	Nombre de courbes	Coéfficient moyens de tarissement	
				α_1	α_2
45	Vývrat	Petites Carpates	9	$5{,}30 \cdot 10^{-3}$	$5{,}169 \cdot 10^{-2}$
46	Tri stoky No. 1	Petites Carpates	3	$2{,}30 \cdot 10^{-3}$	$6{,}230 \cdot 10^{-2}$
47	Tri stoky No. 2	Petites Carpates	4	$4{,}72 \cdot 10^{-3}$	$3{,}570 \cdot 10^{-2}$
48	Maruša	Petites Carpates	2	$3{,}40 \cdot 10^{-3}$	$4{,}030 \cdot 10^{-2}$

Tableau 9. Les coefficients de tarissement des sources par rapport au caractère lithologique et tectonique du milieu rocheux aquifère

Milieu rocheux	Nombre des sources de l'ensemble	Coéfficient de tarissement moyen	Moyennes des valeurs extrêmes α_1 des sources de l'ensemble		Intervalle des variations des moyennes des valeurs extrêmes α_1 des sources de l'ensemble	Coefficient de tarissement moyen α_2	Moyennes des valeurs extrêmes α_2 des sources de l'ensemble		Intervalle des moyennes des valeurs extrêmes α_2 des sources de l'ensemble
			min.	max.			min.	max.	
I. Mésozoïque – Trias									
Dolomies	8	$2{,}88 \cdot 10^{-3}$	$2{,}45 \cdot 10^{-3}$	$3{,}55 \cdot 10^{-3}$	$1{,}10 \cdot 10^{-3}$	$4{,}038 \cdot 10^{-2}$	$3{,}280 \cdot 10^{-2}$	$5{,}099 \cdot 10^{-2}$	$1{,}819 \cdot 10^{-2}$
Dolomies et calcaires (à la prédominance des dolomies)	5	$4{,}15 \cdot 10^{-3}$	$3{,}51 \cdot 10^{-3}$	$4{,}81 \cdot 10^{-3}$	$1{,}30 \cdot 10^{-3}$	$6{,}212 \cdot 10^{-2}$	$4{,}790 \cdot 10^{-2}$	$8{,}290 \cdot 10^{-2}$	$3{,}498 \cdot 10^{-2}$
Calcaires (possibilité de la participation secondaire des dolomies)	10	$6{,}14 \cdot 10^{-3}$	$4{,}98 \cdot 10^{-3}$	$7{,}17 \cdot 10^{-3}$	$2{,}20 \cdot 10^{-3}$	$8{,}167 \cdot 10^{-2}$	$6{,}141 \cdot 10^{-2}$	$1{,}022 \cdot 10^{-1}$	$4{,}081 \cdot 10^{-2}$
Calcaires karstifiés	5	$1{,}305 \cdot 10^{-2}$	$9{,}94 \cdot 10^{-3}$	$1{,}59 \cdot 10^{-2}$	$5{,}96 \cdot 10^{-3}$	$1{,}277 \cdot 10^{-1}$	$8{,}321 \cdot 10^{-2}$	$1{,}615 \cdot 10^{-1}$	$7{,}829 \cdot 10^{-2}$
Calcaires fortement karstifiés-régions au karst très développé	2	$3{,}126 \cdot 10^{-2}$	$2{,}64 \cdot 10^{-2}$	$3{,}97 \cdot 10^{-2}$	$1{,}33 \cdot 10^{-2}$	$4{,}360 \cdot 10^{-1}$	$3{,}619 \cdot 10^{-1}$	$4{,}727 \cdot 10^{-1}$	$1{,}108 \cdot 10^{-1}$
II. Mésozoïque – Jura									
bancs de calcaires unis et faiblement marneux	4	$4{,}46 \cdot 10^{-3}$	$3{,}00 \cdot 10^{-3}$	$4{,}71 \cdot 10^{-3}$	$1{,}71 \cdot 10^{-3}$	$4{,}577 \cdot 10^{-2}$	$3{,}606 \cdot 10^{-2}$	$6{,}168 \cdot 10^{-2}$	$2{,}562 \cdot 10^{-2}$

Tableau 10. Les sources des dolomies du Trias

No. de la source	Nom de la source Localité Massif montagneux	Caractéristique géologique de la région d'infiltr. le caractère de l'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
15	Holba Grunty No. 1 Sološnica Petites Carpates	Les dolomies avec la participation secondaire des calcaires, l'émergence des eaux sur la barrière imperméable du Keuper carpatien. Source de (barrière) debordement	3,69 36,4	7. 8. 57–25. 12. 57 14. 5. 58–24. 9. 58 9. 9. 59–16. 12. 59 10. 8. 60–21. 12. 60 5. 7. 61–18. 10. 61 19. 6. 63–18. 3. 63
16	Holba Grunty No. 4 Sološnica Petites Carpates	Les dolomies avec la participation secondaire des calcaires, l'émergence des eaux sur la barrière du Keuper carpatien. Source de (barrière) debordement	0,68 11,0	6. 6. 56–26. 9. 56 5. 8. 59–25. 9. 59 10. 4. 63–22. 1. 64 27. 5. 64– 7. 10. 64 28. 7. 65–10. 11. 65
17	Holba Grunty No. 7 Sološnica Petites Carpates	Les dolomies avec la possibilité de la participation partielle des calcaires, l'émergence des eaux sur la barrière imperméable du Keuper carpatien. Source de (barrière) déversement	0,82 10,3	17. 4. 57–17. 7. 57 31. 7. 57–25. 9. 57 2. 9. 59– 9. 12. 59 5. 4. 61–18. 10. 61 25. 4. 62–25. 7. 62 10. 4. 63–30. 10. 63 27. 5. 64–16. 9. 64
18	Polčina No. 2 Sološnica Petites Carpates	Les dolomies et les calcaires secondaires du Trias. L'émergence au centre des calcaires triasiques. Le type de la source n'est pas éclairci.	1,53 10,3	2. 4. 58–29. 10. 58 5. 7. 59–30. 9. 59 16. 6. 65–10. 11. 65
19	Polčiná No. 3 Sološnica Petites Carpates	Les dolomies du Trias moyen. L'émergence des eaux sur la barrière du Keuper carpatien (schistes, grès). Source de (barrière) debordement	1,31 11,6	23. 4. 58–10. 9. 58 8. 7. 59–11. 11. 59 22. 5. 63–30. 10. 63 17. 6. 64– 7. 10. 64 4. 8. 65–15. 12. 65
20	Blažejovka Sološnica Petites Carpates	Les dolomies du Trias moyen, une petite étendue de calcaires claires près de la source. L'émergence au contact avec le Paléogène dans le développement du flysch (marnes schisteuses, grès). Source de (barrière) debordement	0,29 2,49	* 10. 8. 55– 1. 2. 56 4. 7. 56–12. 12. 56 24. 7. 57–29. 1. 57
21	Salatín III	Les dolomies du Trias de la nappe križňanská reposant sur les couches de craie de la série enveloppante	11,9 82,1	18. 8. 71–13. 10. 71 30. 8. 72–25. 10. 72 27. 3. 74– 1. 5. 74
22	Šumivý Tatranská kotlina Tatras Belanské	Les dolomies triasiques. L'émergence des eaux souterraines du complexe des dolomies	16,1 52,4	29. 7. 59–30. 12. 59 3. 8. 60–23. 9. 60 11. 7. 62–13. 3. 62 27. 11. 64–12. 2. 65

S* – La courbe de tarissement assemblée

Tableau 10 – continuation

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
112	11,7	5,40	$2,93 . 10^{-3}$	$2,929 . 10^{-2}$	–
133	13,3	5,82	$2,62 . 10^{-3}$	$2,187 . 10^{-2}$	–
98	9,38	4,92	$3,30 . 10^{-3}$	$4,576 . 10^{-2}$	–
133	9,60	4,95	$2,71 . 10^{-3}$	$3,853 . 10^{-2}$	–
105	7,25	4,35	$2,90 . 10^{-3}$	$4,050 . 10^{-2}$	–
201	12,7	3,69	$3,32 . 10^{-3}$	$2,190 . 10^{-2}$	–
112	6,60	2,60	$3,39 . 10^{-3}$	$3,616 . 10^{-2}$	–
112	4,53	2,74	$2,68 . 10^{-3}$	$3,574 . 10^{-2}$	–
287	10,20	2,91	$2,22 . 10^{-3}$	$3,438 . 10^{-2}$	–
133	6,89	3,59	$2,18 . 10^{-3}$	$3,822 . 10^{-2}$	–
105	6,89	4,04	$3,11 . 10^{-3}$	$3,334 . 10^{-2}$	–
91	6,72	2,31	$3,58 . 10^{-3}$	$4,579 . 10^{-2}$	–
56	3,95	2,03	$4,41 . 10^{-3}$	$6,037 . 10^{-2}$	–
98	5,31	1,86	$2,45 . 10^{-3}$	$4,684 . 10^{-2}$	–
198	9,05	1,48	$2,40 . 10^{-3}$	$3,343 . 10^{-2}$	–
91	7,25	3,40	$2,32 . 10^{-3}$	$4,096 . 10^{-2}$	–
203	10,3	1,02	$2,27 . 10^{-3}$	$4,183 . 10^{-2}$	–
112	4,68	1,11	$2,56 . 10^{-3}$	$4,812 . 10^{-2}$	–
210	6,29	2,14	$2,20 . 10^{-3}$	$5,641 . 10^{-2}$	–
84	3,20	2,26	$1,98 . 10^{-3}$	$5,488 . 10^{-2}$	–
117	7,35	2,94	$2,47 . 10^{-3}$	$4,616 . 10^{-2}$	–
140	4,74	1,91	$3,10 . 10^{-3}$	$3,313 . 10^{-2}$	–
126	3,02	1,74	$2,71 . 10^{-3}$	$2,740 . 10^{-2}$	–
161	5,89	1,69	$2,88 . 10^{-3}$	$3,060 . 10^{-2}$	–
112	3,11	1,64	$2,78 . 10^{-3}$	$2,567 . 10^{-2}$	–
133	6,22	2,07	$2,53 . 10^{-3}$	$3,144 . 10^{-2}$	–
175	2,63	1,35	$2,79 . 10^{-3}$	$1,411 . 10^{-2}$	–
161	2,30	1,10	$3,09 . 10^{-3}$	$3,509 . 10^{-2}$	–
189	2,41	1,07	$2,12 . 10^{-3}$	$4,724 . 10^{-2}$	–
56	22,5	17,3	$4,80 . 10^{-3}$	$4,080 . 10^{-2}$	–
56	28,2	20,8	$3,40 . 10^{-3}$	$4,600 . 10^{-2}$	–
35	33,0	17,3	$3,30 . 10^{-3}$	$6,500 . 10^{-2}$	–
121	34,0	20,6	$3,10 . 10^{-3}$	$5,090 . 10^{-2}$	S
99	52,4	25,1	$2,70 . 10^{-3}$	$4,700 . 10^{-2}$	S
147	37,7	20,2	$2,60 . 10^{-3}$	$4,720 . 10^{-2}$	S
49	32,2	18,6	$3,80 . 10^{-3}$	$6,180 . 10^{-2}$	S

Tableau 11. Les sources des dolomies et des calcaires

No. de la source	Nom de la source Localité Massif montagneux	Caractéristique géologique de la région d'infiltr. le caractère de l'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
23	Malý Roštún Sološnica Petites Carpates	Les dolomies et les calcaires du Trias. L'émergence des eaux des carbonates sur la barrière du Keuper carpatien imperméable. Source de (barrière) debordement	0,65 7,3	9. 5. 56– 3. 10. 56 21. 8. 57–18. 12. 57 9. 4. 58– 8. 10. 58 5. 8. 59– 9. 12. 59 2. 5. 62–24. 10. 62 17. 8. 64–30. 9. 64
24	Hajzochová No. 1 Rohožník Petites Carpates	Les dolomies et les calcaires du Trias. L'émergence des dolomies sur la barrière avec du Keuper carpatien imperméable. Source de (barrière) debordement	0,73 19,5	7. 8. 57–30. 10. 57 16. 4. 58– 8. 10. 58 12. 8. 59–25. 11. 59 18. 12. 63–11. 3. 64 3. 6. 64–30. 9. 64 25. 8. 65– 8. 12. 65
25	Kráľova studňa Plavecké Podhradie Petites Carpates	Les dolomies et les calcaires triasiques. L'émergence sur le contact des couches de base des conglomérats du Paléogène (hydrogéologiquement agit ensemble avec les dolomies et calcaires du Mésozoïque) et des couches argileuses-gréseuses du Paléogène	2,80 36,9	24. 4. 57– 3. 7. 57 7. 8. 57–30. 10. 57 7. 5. 58–24. 9. 58 26. 8. 59–14. 10. 59 25. 7. 62–26. 9. 62 17. 6. 64– 2. 9. 64 15. 9. 65–17. 11. 65 14. 7. 67–13. 9. 67
26	Bukovina I Sološnica Petites Carpates	Les calcaires et les dolomies du Trias moyen. L'émergence des calcaires. Source de (barrière) debordement	1,62 24,8	16. 10. 57–18. 12. 57 14. 9. 60–30. 11. 60 12. 7. 61–18. 10. 61 4. 7. 62–24. 10. 62 10. 7. 63–13. 11. 63
27	Modranská skala Kuchyňa Petites Carpates	Les calcaires et les dolomies du Trias moyen et les calcaires crinoïdes. L'émergence sur le contact avec la barrière du Keuper carpatien (suivant la longueur). La barrière dans le sens latérale est formée de la faille E-O au-delà de l'aquelle affleurent les couches du Jura et de Craie. Source de (barrière) debordement	5,1 38,0	11. 7. 56–17. 10. 56 1. 5. 57–17. 7. 57 24. 5. 57–23. 10. 57 16. 4. 58–22. 10. 58 13. 4. 60–20. 7. 60 28. 12. 60–25. 1. 61 12. 6. 63–21. 8. 63 27. 4. 66–15. 6. 66

S* – Courbe de tarissement assemblée

Le tarissement des eaux souterraines des calcaires fortement karstifiés est caractéristique par de coéfficients très élevés de tarissement α_1 et α_2. Ceci documente un vaste réseau de chenaux karstiques et de larges macrofissures. Egalement ces sources accusent la plus haute variabilité entre les courbes individuelles de tarissement des régimes individuels évalués (voire Tab. 14).

du Trias avec la predominance des dolomies

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
147	3,20	0,91	$4,56 . 10^{-3}$	$3,790 . 10^{-2}$	–
119	2,02	0,79	$4,33 . 10^{-3}$	$6,654 . 10^{-2}$	–
182	3,94	0,83	$4,34 . 10^{-3}$	$4,738 . 10^{-2}$	–
98	2,15	0,88	$4,44 . 10^{-3}$	$6,286 . 10^{-2}$	–
175	2,37	0,70	$4,83 . 10^{-3}$	$4,465 . 10^{-2}$	–
105	2,52	0,78	$4,60 . 10^{-3}$	$4,960 . 10^{-2}$	–
84	7,20	2,98	$4,50 . 10^{-3}$	$7,743 . 10^{-2}$	–
175	9,20	2,64	$5,06 . 10^{-3}$	$6,961 . 10^{-2}$	–
105	5,30	2,61	$3,45 . 10^{-3}$	$5,988 . 10^{-2}$	–
45	3,16	2,38	$4,99 . 10^{-3}$	$7,534 . 10^{-2}$	S
119	7,80	2,57	$4,70 . 10^{-3}$	$6,347 . 10^{-2}$	–
84	6,50	3,34	$4,31 . 10^{-3}$	$5,465 . 10^{-2}$	S
70	32,3	10,6	$3,97 . 10^{-3}$	$5,331 . 10^{-2}$	–
73	26,9	9,6	$5,55 . 10^{-3}$	$7,187 . 10^{-2}$	S
140	23,7	8,17	$4,24 . 10^{-3}$	$6,645 . 10^{-2}$	–
49	13,9	9,30	$3,42 . 10^{-3}$	$5,591 . 10^{-2}$	–
63	10,0	7,40	$4,29 . 10^{-3}$	—	–
77	20,5	7,42	$4,25 . 10^{-3}$	$8,439 . 10^{-2}$	–
63	17,0	8,92	$4,00 . 10^{-3}$	$5,184 . 10^{-2}$	–
75	17,9	7,74	$4,92 . 10^{-3}$	$5,597 . 10^{-2}$	S
63	2,94	1,65	$4,56 . 10^{-3}$	$7,369 . 10^{-2}$	–
77	8,15	3,70	$3,77 . 10^{-3}$	$7,485 . 10^{-2}$	–
98	8,75	3,26	$4,05 . 10^{-3}$	$6,848 . 10^{-2}$	–
112	9,90	2,85	$4,65 . 10^{-3}$	$6,693 . 10^{-2}$	–
126	8,81	3,39	$4,27 . 10^{-3}$	$5,091 . 10^{-2}$	–
98	10,3	5,80	$3,77 . 10^{-3}$	$4,997 . 10^{-2}$	–
77	11,4	6,83	$3,58 . 10^{-3}$	$4,562 . 10^{-2}$	–
91	19,7	10,6	$2,81 . 10^{-3}$	$4,434 . 10^{-2}$	–
144	22,2	11,8	$2,60 . 10^{-3}$	$5,423 . 10^{-2}$	S
98	18,0	9,99	$3,62 . 10^{-3}$	$5,194 . 10^{-2}$	–
28	15,2	11,3	$3,02 . 10^{-3}$	$1,1136 . 10^{-1}$	–
70	24,0	11,2	$3,98 . 10^{-3}$	$5,994 . 10^{-2}$	–
49	39,0	13,4	$3,61 . 10^{-3}$	$9,146 . 10^{-2}$	–

Les sources des calcaires et des calcaires faiblement marneux de Jura inférieur à moyen

Le caractère hydrogéologique de la partie prédominente des calcaires jurassiques diffère de caractère hydrogéologique des calcaires du Trias. La différence lithologique est surtout en cela que la majeure partie des calcaires jurassiques présente soit un caractère uni des calcaires ou faiblement marneux, des calcaires enrichis de composant argileux, ou enrichissant les intercalations argileuses. Rares sont les calcaires relativement purs, comme, par exemple, certains calcaires organogènes.

Tableau 12. Les sources des calcaires disloqués et partiellement peu

No. de la source	Nom de la source Localité Massif	La caractéristique géologique de la région d'infiltration, le caractère d'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
28	Polčina No. I Sološnica Petites Carpates	Les calcaires cellulaires du Trias moyen à supérieur. L'émergence au milieu des calcaires cellulaires. Type supposé de la source – fissures	0,26 13,5	8. 7. 59–16. 9. 59 17. 4. 63–25. 12. 63 16. 6. 65–24. 11. 65
29	Tmavá Sološnica Petites Carpates	Les calcaires triasiques avec l'influence possible des dolomies. L'émergence des calcaires au-dessus du contact avec les couches schisteuses-gréseuses du Keuper carpatien. L'influence commune possible de la désagrégation tectonique latérale.Source dedebordement (de barrière)	0,69 33,0	17. 8. 55–26. 10. 55 2. 5. 56–24. 10. 56 21. 8. 57–27. 11. 57 9. 4. 58– 8. 10. 58 5. 8. 59– 4. 11. 59 6. 4. 60–13. 7. 60 3. 8. 60–30. 11. 60 1. 3. 61–12. 4. 61 2. 5. 62–19. 9. 62 8. 5. 63–18. 12. 63 1. 7. 64– 7. 10. 64 2. 6. 65– 1. 12. 65 5. 10. 66–23. 11. 66 7. 6. 67–13. 9. 67
30	Hajzochová No. II Rohožník Petites Carpates	Calcaires triasiques. L'émergence au contact des calcaires avec les dolomies	0,16 28,2	14. 8. 57– 6. 11. 57 23. 4. 58–22. 10. 58 5. 8. 59–16. 12. 59 27. 4. 60– 7. 9. 60 6. 6. 62– 8. 8. 62
31	Kamenistá dolina Plavecký Mikuláš Petites Carpates	Calcaires clairs du Trias moyen avec une petite part des dolomies près de la source. L'émergence au contact avec le Paléogène dans le développement du flysch. Source de debordement	3,22 83,2	14. 8. 57–30. 10. 57 7. 5. 58– 1. 10. 58 26. 8. 59–25. 11. 59 10. 8. 60–26. 10. 60 28. 6. 61–11. 10. 61 1. 8. 62– 3. 10. 62
32	Mokrá dolina Plavecký Mikuláš Petites Carpates	Calcaires clairs du Trias moyen désagrégation latérale NO-SE. L'émergence au contact des calcaires triasiques avec les dolomies	3,91 49,2	27. 7. 56–17. 10. 56 9. 7. 58– 8. 10. 58 3. 8. 60–26. 10. 60 5. 7. 61–11. 10. 61 18. 7. 62–24. 10. 62 10. 6. 64– 7. 10. 64
33	Bukovina II Plavecký Peter Petites Carpates	Calcaires clairs du Trias moyen avec la désagrégation latérale NO-SE supposée. L'émergence au contact avec le Paléogène dans le développement flysch prédominemment argileux. Source de debordement	2,89 31,4	7. 5. 58–15. 10. 58 15. 3. 61–18. 10. 61 11. 7. 62– 5. 9. 62 5. 6. 63– 4. 9. 63 24. 6. 64– 2. 9. 64 3. 5. 67– 6. 9. 67

karstifiés du Trias (avec la part.secondaire possible des dolomies)

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Le coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
119	1,96	1,10	$5,96 . 10^{-3}$	$9,935 . 10^{-2}$	–
252	6,75	0,64	$4,99 . 10^{-3}$	$1,1028 . 10^{-1}$	–
161	5,00	1,12	$4,52 . 10^{-3}$	$6,317 . 10^{-2}$	–
70	16,7	3,30	$4,11 . 10^{-3}$	$8,866 . 10^{-2}$	–
175	15,8	2,10	$8,06 . 10^{-3}$	$7,621 . 10^{-2}$	–
98	6,20	1,94	$6,86 . 10^{-3}$	$8,283 . 10^{-2}$	–
182	20,1	0,98	$9,77 . 10^{-3}$	$7,269 . 10^{-2}$	–
91	5,23	1,38	$1,141 . 10^{-2}$	$8,687 . 10^{-2}$	–
98	12,8	2,73	$4,97 . 10^{-3}$	$5,059 . 10^{-2}$	–
119	6,80	1,47	$5,41 . 10^{-3}$	$5,567 . 10^{-2}$	–
42	10,8	4,90	$7,09 . 10^{-3}$	$9,164 . 10^{-2}$	–
140	25,2	1,80	$4,95 . 10^{-3}$	$8,090 . 10^{-2}$	–
178	13,5	0,82	$6,76 . 10^{-3}$	$6,655 . 10^{-2}$	S
119	4,86	0,91	$1,16 . 10^{-2}$	$9,363 . 10^{-2}$	–
182	12,3	1,10	$9,67 . 10^{-3}$	$7,366 . 10^{-2}$	–
49	5,21	2,02	$4,35 . 10^{-3}$	$8,031 . 10^{-2}$	–
98	6,80	1,22	$8,83 . 10^{-3}$	$9,684 . 10^{-2}$	–
84	10,8	4,32	$3,08 . 10^{-3}$	$1,282 . 10^{-1}$	–
149	10,8	3,49	$4,06 . 10^{-3}$	$8,778 . 10^{-2}$	S
133	5,86	2,39	$3,48 . 10^{-3}$	$9,281 . 10^{-2}$	–
133	3,06	1,48	$3,31 . 10^{-3}$	$8,458 . 10^{-2}$	–
63	1,97	1,04	$3,54 . 10^{-3}$	$9,309 . 10^{-2}$	–
77	16,8	5,48	$7,81 . 10^{-3}$	$9,998 . 10^{-2}$	–
147	17,6	4,44	$7,20 . 10^{-3}$	$8,660 . 10^{-2}$	–
91	9,58	3,70	$7,31 . 10^{-3}$	$8,005 . 10^{-2}$	–
77	11,7	5,05	$7,35 . 10^{-3}$	$9,302 . 10^{-2}$	–
105	11,7	3,66	$7,02 . 10^{-3}$	$6,593 . 10^{-2}$	–
63	6,36	4,00	$7,26 . 10^{-3}$	–	–
84	20,0	7,10	$9,68 . 10^{-3}$	$6,267 . 10^{-2}$	–
91	26,5	7,53	$8,82 . 10^{-3}$	$8,571 . 10^{-2}$	–
84	37,0	10,0	$9,11 . 10^{-3}$	$5,250 . 10^{-2}$	–
98	23,2	5,15	$8,20 . 10^{-3}$	$5,523 . 10^{-2}$	–
98	13,2	4,02	$7,67 . 10^{-3}$	$7,774 . 10^{-2}$	–
119	35,0	4,34	$8,75 . 10^{-3}$	$6,305 . 10^{-2}$	–
161	8,47	2,92	$4,04 . 10^{-3}$	$1,5278 . 10^{-1}$	–
217	10,3	3,62	$3,23 . 10^{-3}$	$1,3993 . 10^{-1}$	–
56	7,80	3,93	$4,82 . 10^{-3}$	$9,211 . 10^{-2}$	–
91	15,6	5,30	$4,92 . 10^{-3}$	$8,311 . 10^{-2}$	–
70	6,13	4,42	$4,60 . 10^{-3}$	–	–
126	9,93	5,05	$4,00 . 10^{-3}$	$9,149 . 10^{-2}$	–

Tableau 12

No. de la source	Nom de la source Localité Massif	La caractéristique géologique de la régiond'infiltration, le caractère de l'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
34	Bobot Pružina Montagnes de Strážov	La région d'infiltration dans les calcaires du Trias moyen et dans les conglomérats carbonatiques du Paléogène. La région de l'émergence des eaux glaiseuse, sous les glaises on suppose le Paléogène de flysch ou de conglomérat. Le type supposé de la source – d'émergence des fissures	6,63 50,0	10. 9. 72–26. 11. 72 29. 4. 73–29. 7. 73 24. 2. 74–21. 4. 74
35	Vrchovište Slatina n. Bebr. Montagnes Strážovské	Calcaires et calcaires de concrétions de la nappe de chočský príkrov reposant sur le Titon-aptien et l'Albien (marnes, schistes marneuses, calcaires marneux et grès) de la nappe de križňanský príkrov. L'émergence au contact des calcaires triasiques avec les couches sous-jacentes imperméables. Source de déversement	62,0 741,0	10. 8. 60–19. 10. 60 8. 7. 64–30. 9. 64
36	Kamenná dolina Klačno Petite Fatra	Les calcaires triasiques avec l'occurrence possible des dolomies. La résurgence des calcaires sur la barrière des couches gréseuses-schisteuses du Keuper carpatien. Source de debordement	2,38 19,8	1. 4. 64–17. 6. 64 12. 8. 64–30. 9. 64 24. 8. 66–19. 10. 66 21. 7. 71–20. 10. 71
37	Malé Cenovo Harmanec Grande Fatra	Calcaires du Trias moyen. L'émergence au contact des calcaires avec les quartzs et les schistes permiennes, les conglomérats et les arkoses	10,1 46,9	20. 4. 55–26. 10. 55 9. 5. 56–31. 10. 56 20. 3. 57–28. 8. 57 29. 4. 58–30. 7. 58

S* – la courbe de tarissement composée

Ceci apparaît d'une façon marquante aussi dans le caractère hydrogéologique de ces roches. La majeure partie des roches soit ne karstifient point, ou sont karstifiées seulement très peu. Pour juger du régime des eaux souterraines des calcaires du Jura on a choisi et évalué au moyen des courbes de tarissemment 4 sources dans le massif des Petites Carpates, et cela une source (Source No. 45 Vývrat) des bancs de calcaires du Jura inférieur à moyen, enrichis du composant argileux, de calcaires organogènes et de calcaires unis avec intercalations d'argiles et trois sources (sources No. 46, 47, 48) des bancs calcaires unis et faiblement marneux du Jura inférieur à moyen.

– continuation

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Le coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
70	15,1	10,5	$3,80 . 10^{-3}$	$3,880 . 10^{-2}$	S
91	15,6	8,4	$5,50 . 10^{-3}$	$5,930 . 10^{-2}$	–
49	13,7	7,93	$7,20 . 10^{-3}$	$6,530 . 10^{-2}$	S
70	311,0	104,0	$7,35 . 10^{-3}$	$1,0088 . 10^{-1}$	–
70	164,0	69,0	$8,32 . 10^{-3}$	$5,893 . 10^{-2}$	S
77	7,45	3,26	$7,60 . 10^{-3}$	$7,230 . 10^{-2}$	–
49	4,37	3,00	$7,70 . 10^{-3}$	–	–
56	8,63	4,80	$7,80 . 10^{-3}$	$6,240 . 10^{-2}$	–
91	7,95	4,34	$5,30 . 10^{-3}$	$7,710 . 10^{-2}$	–
189	33,8	13,2	$3,59 . 10^{-3}$	$5,413 . 10^{-2}$	–
175	33,8	12,6	$4,56 . 10^{-3}$	$1,1029 . 10^{-1}$	–
161	35,8	12,4	$4,10 . 10^{-3}$	$7,835 . 10^{-2}$	–
91	30,4	16,7	$3,98 . 10^{-3}$	$8,524 . 10^{-2}$	–

L'ensemble de 4 sources (Tab. 8 et 15) vu la grande variété lithologique des roches carbonatiques jurassiques n'est pas suffisant pour une évaluation plus détaillée du régime des eaux souterraines des roches calcaires jurassiques. Ce pourquoi il faut considérer ces résultats seulement comme provisoires et d'orientation. Dans l'ensemble même ce petit groupe de sources documente que la circulation des eaux souterraines dans les calcaires évalués est liée prédominemment au réseau de minces fissures. En général le caractère de la fissuration de ces calcaires semble être, selon les caractéristiques de tarissement, plus près du caractère de la fissuration des dolomies triasiques que des calcaires triasiques. Ceci est documenté aussi par les valeurs moyennes des coéfficients de tarissement α_1 et α_2 de ces sources: α_1 est de

Tableau 13. Les sources des

No. de la source	Nom de la source Localité Massif	La caractéristique géologique de la région d'infiltration, le caractère d'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
38	Polčiná No. 4 Sološnica Petites Carpates	Les calcaires du Trias moyen de la nappe de križňanský príkrov, désagrégation latérale, l'émergence sur les calcaires du Trias moyen au contact avec les grès et schistes marneux crayeux alb-cénomaniens. Source de debordement	0,27 15,0	25. 7. 56– 5. 9. 56 3. 4. 57–29. 5. 57 9. 4. 58–11. 6. 58 8. 7. 59– 4. 11. 59 3. 6. 64–15. 7. 64
39	Rajtarka Plavecké Podhradie Petites Carpates	Les calcaires sombres anissiens du Trias moyen. La résurgence sur les calcaires au contact avec le Paléogène dans le développement du flysch. Source de debordement	1,97 32,6	25. 7. 56–24. 10. 56 7. 8. 57–30. 10. 57 26. 7. 61–27. 9. 61 27. 6. 62–17. 10. 62 10. 6. 64–30. 9. 64 11. 8. 65– 3. 11. 65 31. 5. 67– 6. 9. 67
40	Pri moste Slatina n. Bebr. Strážovská hornatina	Les calcaires et les calcaires de concrétions du Trias de la nappe de chočský príkrov reposant sur le Titon-aptien et l'albien (marnes, schistes marneuses, calcaires marneux et grès) de la nappe de križňanský príkrov. Source de déversement	37,8 616,0	3. 4. 63–15. 5. 63 26. 6. 63–14. 8. 63 1. 4. 64–13. 5. 64 4. 8. 65–17. 11. 65 12. 6. 68–28. 8. 68
41	Buzgó Krásnohorská Dlhá Lúka Karst slovaque	Les calcaires de la structure silicko-turňanská du Trias moyen. L'émergence au contact du Trias inférieur imperméable avec les calcaires du Trias moyen. Source de déversement	6,4 788,0	24. 7. 57–11. 9. 57 24. 12. 58–18. 2. 59 21. 1. 70–11. 3. 70 26. 8. 70–18. 9. 70 25. 4. 73– 6. 6. 73 1. 1. 75– 5. 3. 75
42	Gyepü Slavec Karst slovaque	Les calcaires de la structure hydrogéologique hačavsko-jasovská du Trias moyen. La source au contact avec les séries de couches imperméables du Trias inférieur. Source de déversement	0,74 1130,0	5. 6. 68–17. 7. 68 25. 6. 69–24. 9. 69 12. 8. 70–11. 9. 70 16. 6. 71– 1. 9. 71 5. 7. 72– 6. 9. 72 27. 9. 72– 8. 11. 72 4. 7. 73–10. 10. 73 13. 2. 74–24. 4. 74 30. 12. 74–26. 2. 75 11. 11. 76–14. 5. 77 25. 8. 77–31. 10. 77

S* – la courbe de tarissement assemblée

calcaires karstifiés du Trias

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Le coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
42	6,0	3,20	$1{,}374 \cdot 10^{-2}$	$1{,}1126 \cdot 10^{-1}$	–
56	7,3	3,82	$1{,}156 \cdot 10^{-2}$	–	–
63	5,3	1,90	$9{,}79 \cdot 10^{-3}$	$1{,}0807 \cdot 10^{-1}$	–
119	2,45	0,57	$1{,}012 \cdot 10^{-2}$	$1{,}0635 \cdot 10^{-1}$	–
42	2,93	1,35	$1{,}237 \cdot 10^{-2}$	$9{,}989 \cdot 10^{-2}$	–
91	11,6	2,70	$1{,}031 \cdot 10^{-2}$	$7{,}958 \cdot 10^{-2}$	–
84	27,2	4,40	$1{,}378 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4586 \cdot 10^{-1}$	–
63	6,83	2,58	$1{,}112 \cdot 10^{-2}$	–	–
112	9,16	2,10	$8{,}60 \cdot 10^{-3}$	$6{,}824 \cdot 10^{-2}$	–
112	26,7	2,69	$8{,}66 \cdot 10^{-3}$	$7{,}312 \cdot 10^{-2}$	–
84	30,4	4,22	$1{,}027 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4219 \cdot 10^{-1}$	–
98	24,9	4,16	$1{,}046 \cdot 10^{-2}$	$8{,}170 \cdot 10^{-2}$	–
42	286,5	108,0	$1{,}240 \cdot 10^{-2}$	$6{,}820 \cdot 10^{-2}$	–
42	154,0	77,6	$1{,}150 \cdot 10^{-2}$	$9{,}280 \cdot 10^{-2}$	S
42	154,0	77,6	$1{,}080 \cdot 10^{-2}$	$9{,}550 \cdot 10^{-2}$	–
77	206,0	77,6	$1{,}050 \cdot 10^{-2}$	$9{,}490 \cdot 10^{-2}$	S
42	87,0	46,1	$1{,}140 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4940 \cdot 10^{-1}$	S
42	75,4	19,6	$1{,}350 \cdot 10^{-2}$	$1{,}5490 \cdot 10^{-1}$	S
56	172,0	37,2	$1{,}190 \cdot 10^{-2}$	$1{,}1100 \cdot 10^{-1}$	–
49	137,0	21,7	$1{,}270 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7710 \cdot 10^{-1}$	–
84	103,0	14,4	$1{,}180 \cdot 10^{-2}$	$9{,}650 \cdot 10^{-2}$	–
42	92,0	23,2	$1{,}280 \cdot 10^{-2}$	$1{,}1780 \cdot 10^{-1}$	–
63	164,0	29,0	$1{,}220 \cdot 10^{-2}$	$1{,}5086 \cdot 10^{-1}$	–
42	39,0	16,8	$2{,}210 \cdot 10^{-2}$	$1{,}8320 \cdot 10^{-1}$	–
84	227,0	13,8	$1{,}450 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7910 \cdot 10^{-1}$	S
91	374,0	16,8	$1{,}220 \cdot 10^{-2}$	$8{,}830 \cdot 10^{-2}$	–
63	163,0	16,8	$2{,}450 \cdot 10^{-2}$	$1{,}5330 \cdot 10^{-1}$	S
63	171,0	18,5	$1{,}240 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3090 \cdot 10^{-1}$	–
42	40,2	14,7	$9{,}00 \cdot 10^{-3}$	$1{,}0130 \cdot 10^{-1}$	–
77	132,0	9,59	$1{,}920 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7380 \cdot 10^{-1}$	S
70	156,0	16,1	$2{,}010 \cdot 10^{-2}$	$9{,}330 \cdot 10^{-2}$	–
58	438,0	29,0	$1{,}483 \cdot 10^{-2}$	$1{,}683 \cdot 10^{-1}$	–
33	890,0	74,2	$2{,}617 \cdot 10^{-2}$	$2{,}421 \cdot 10^{-1}$	S
68	141,0	13,8	$1{,}923 \cdot 10^{-2}$	$2{,}460 \cdot 10^{-1}$	–

Tableau 14. Les sources des calcaires

No. de la source	Nom de la source Localité Massif	La caractéristique géologique de la région d'infiltration, le caractère d'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
43	Ruisseau sortant de la grotte Kunova Teplica Karst slovaque	Les calcaires de la structure hydrogéologique silicko-turnianska du Trias. Le contact supposé des calcaires aquifères avec la série de couches imperméables du Trias inférieur	13,0 1840,0	30. 12. 74– 1. 2. 75 12. 4. 75–16. 5. 75 20. 7. 75–14. 8. 75 17. 5. 77–29. 7. 77
44	Pistrang Slavec Karst slovaque	Les calcaires de la structure hydrogéologique silicko-turnianska du Trias. Source de déversement sur le contact des séries de couches imperméables du Trias inférieur avec les calcaires sus-jacents	12,0 4380,0	1. 1. 75– 3. 3. 75 9. 12. 76– 8. 1. 77 23. 2. 77–27. 3. 77

S* – la courbe de tarissement assemblée

$4{,}46 \cdot 10^{-3}$, α_2 est de $4{,}577 \cdot 10^{-2}$. Les moyennes des valeurs extrêmes des coéfficients de tarissement des sources de l'ensemble sont: $\alpha_1 = 3{,}00 \cdot 10^{-3} - 4{,}71 \cdot 10^{-3}$; $\alpha_2 = 3{,}606 \cdot 10^{-2} - 6{,}168 \cdot 10^{-2}$.

Les résultats obtenus de l'évaluation du régime des eaux souterraines des roches calcaires et dolomitiques du Mésozoïque des Carpates de l'Ouest au moyen des conditions de tarissement des sources aux régimes de tarissement compliqués documentent une bonne liaison entre la forme et l'étendue de la dislocation des roches dépendant dans une large mesure de leur caractère lithologique et des conditions tectoniques entre les formes différentes du régime des eaux souterraines. Une revue de ces rapports en valeurs moyennes done le Tab. 9. Il documente les différences dans les coéfficients de tarissement des eaux souterraines des complexes carbonatiques du Trias et cela des complexes des dolomies, dolomies et calcaires, calcaires et des calcaires considérablement et très karstifiés, ainsi que des couches calcaires jurassiques. De plus le tableau présenté donne l'évaluation de la variabilité des courbes de tarissement par rapport au milieu géologique différent. Des valeurs des coefficients de tarissement évidente est la grande aptitude compensatrice des dolomies influant sur le débit des sources, ainsi que la grande capacité d'accumulation. Avec la participation augmentante des calcaires, du passage en calcaires purs jusqu'aux calcaires karstifiés, l'aptitude compensatrice et d'accumulation du milieu décroît graduellement. Ceci est documenté, à part les valeurs des coéfficients de tarissement, aussi par l'évaluation de la variabilité des coéfficients de tarissement. La variabilité des courbes de tarissement monte en moyenne aussi dépendemment du

fortement karstifiés du Trias

t jours	Q_0 $l \cdot s^{-1}$	Q_t $l \cdot s^{-1}$	Le coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
31	285,0	43,0	$2{,}864 \cdot 10^{-2}$	$4{,}383 \cdot 10^{-1}$	–
34	810,0	94,0	$2{,}838 \cdot 10^{-2}$	$5{,}701 \cdot 10^{-1}$	–
25	148,0	55,0	$2{,}884 \cdot 10^{-2}$	$4{,}935 \cdot 10^{-1}$	–
67	280,0	13,0	$3{,}387 \cdot 10^{-2}$	$6{,}132 \cdot 10^{-1}$	S
57	630,0	63,0	$2{,}437 \cdot 10^{-2}$	$3{,}193 \cdot 10^{-1}$	S
30	1580,0	200,0	$2{,}918 \cdot 10^{-2}$	$3{,}321 \cdot 10^{-1}$	–
32	4380,0	163,0	$4{,}554 \cdot 10^{-2}$	$2{,}855 \cdot 10^{-1}$	–

caractère différent de la dislocation du milieu géologique et cela dans une petite variabilité dans les sources des dolomies jusqu'à la grande variabilité des courbes dans les sources des calcaires très karstifiés. Selon les faits acquis ceci concerne tant les valeurs de α_1, ainsi que les valeurs α_2.

En concluant cette évaluation il faut attirer l'attention sur le fait que celle-ci avait pour objectif surtout la comparaison des ensembles des sources des milieux carbonatiques différents du Mésozoïque dans le but de déceler les lois fondamentales et les rapports entre l'hydrodynamisme des sources et des milieux rocheux. Cependant, de l'évaluation des sources présentée il est évident que même à l'intérieur des groupes des sources individuels liés au milieu lithologique approximativement homologue il y a entre les sources individuelles des différences soit dans les valeurs des coéfficients de tarissement α_1, α_2, ainsi que dans la variabilité des coéfficients α_1 et α_2 des sources individuelles. L'évaluation de ces différences entre les sources individuelles à l'intérieur des groupes des sources évalués peut apporter des faits sur les autres influences sur le caractère de la courbe de tarissement des sources individuelles.

Les résultats présentés de cette évaluation nous considérons, par conséquent, comme la première étape de la solution du problème des rapports entre le milieu rocheux et le régime des eaux souterraines en lui au moyen des courbes de tarissement des sources. On suppose, cependant, que même l'évaluation de cet ensemble de sources limité dans son étendue par rapport au milieu rocheux, permet d'utiliser les résultats obtenus en tant que matériel de comparaison d'orientation lors de l'évaluation du régime des eaux souterraines dans les complexes calcaires et

Tableau 15. Les sources des calcaires et des calcaires

No. de la source	Nom de la source Localité Massif	La caractéristique géologique de la région d'infiltration, le caractère d'émergence des eaux souterraines et le type de la source	Débit min. max. $l.s^{-1}$	Date
45	Vývrat Kuchyňa Petites Carpates	Les calcaires entiers à bancs épais, les calcaires organogènes et les calcaires entiers avec concrétions etaux intercalations de schistes – Jura inférieur à moyen. L'émergence sur les calcaires crinoïdes sur la barrière du Keuper carpatien (schistes et grès).	6,0 40,6	30. 3. 55– 3. 8. 55 4. 4. 56–19. 9. 56 1. 5. 57–17. 7. 57 24. 7. 57–30. 10. 57 7. 5. 58–22. 10. 58 5. 8. 59–16. 12. 59 3. 8. 60–16. 11. 60 2. 10. 63– 4. 12. 63 1. 9. 65–15. 12. 65
46	Tri stoky No. 1 Doľany Petites Carpates	Les calcires à bancs, entiers et faiblement marneux avec les horizons de concrétions – Jura inférieur à moyen. L'émergence sur le contact des calcaires avec les schistes quartzeuses du Trias inférieur. Source de debordement	3,98 10,2	9. 4. 58– 3. 9. 58 18. 4. 62–29. 8. 62 17. 4. 63–21. 8. 63
47	Tri stoky No. 2 Doľany Petites Carpates	Les calcaires à bancs, entiers et faiblement marneux avec les horizon de concrétions – Jura inférieur à moyen. L'émergence audessus du contact des calcaires avec les schistes du Trias inférieur. Source de debordement	1,76 18,6	27. 4. 60–30. 11. 60 3. 5. 61–25. 10. 61 25. 4. 62– 7. 11. 62 5. 6. 63–26. 2. 64
48	Maruša Častá – Píla Petites Carpates	Les calcaires à bancs, entiers et faiblement marneux avec les horizons de concrétions – Jura inférieur à moyen avec la participation possible des quartzites du Trias inférieur. L'émergence sur le contact des quartzites et des calcaires	19,7 49,6	25. 7. 56–24. 10. 56 29. 7. 59–21. 10. 59

S* – la courbe de tarissement assemblée

dolomitiques au moyen des sources dans les régions avec les conditions géologiques et hydrogéologiques compliquées et moins claires.

faiblement marneux du Jura inférieur a moyen

t jours	Q_0 $l.s^{-1}$	Q_t $l.s^{-1}$	Le coefficient de tarissement		S*
			α_1	α_2	
126	47,6	10,0	$6{,}94 . 10^{-3}$	$4{,}220 . 10^{-2}$	–
168	39,8	9,86	$5{,}29 . 10^{-3}$	$3{,}438 . 10^{-2}$	–
77	20,1	9,45	$6{,}42 . 10^{-3}$	$5{,}052 . 10^{-2}$	–
98	39,6	10,8	$5{,}26 . 10^{-3}$	$3{,}384 . 10^{-2}$	–
168	30,8	10,0	$3{,}22 . 10^{-3}$	$3{,}966 . 10^{-2}$	–
133	18,8	9,78	$3{,}60 . 10^{-3}$	$4{,}333 . 10^{-2}$	–
105	13,4	7,65	$4{,}04 . 10^{-3}$	$8{,}139 . 10^{-2}$	–
63	10,0	7,10	$5{,}44 . 10^{-3}$	–	–
105	20,7	8,70	$4{,}46 . 10^{-3}$	$8{,}823 . 10^{-2}$	–
98	8,56	4,55	$2{,}50 . 10^{-3}$	$6{,}780 . 10^{-2}$	S
105	7,02	4,32	$2{,}30 . 10^{-3}$	$7{,}060 . 10^{-2}$	S
91	8,30	4,70	$2{,}10 . 10^{-3}$	$4{,}850 . 10^{-2}$	S
152	12,5	5,4	$3{,}50 . 10^{-3}$	$2{,}740 . 10^{-2}$	S
169	12,1	3,95	$5{,}60 . 10^{-3}$	$4{,}180 . 10^{-2}$	–
178	14,6	3,10	$5{,}80 . 10^{-3}$	$3{,}260 . 10^{-2}$	S
175	11,0	3,12	$4{,}00 . 10^{-3}$	$4{,}100 . 10^{-2}$	–
91	40,0	24,0	$3{,}60 . 10^{-3}$	$3{,}450 . 10^{-2}$	–
84	38,6	26,4	$3{,}20 . 10^{-3}$	$4{,}610 . 10^{-2}$	–

L'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines dans les structures hydrogéologiques

Le problème sérieux en établissant les bilans hydrogéologiques dans les structures karstiques hydrogéologiques est l'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines pour la période évaluée du bilan. Dans la majeure partie des solutions

actuelles ce membre de l'équation du bilan a été ou négligé, ce qui menait aux imprécisions considérables, ou pour le bilan hydrologique on choisissait des régimes dans lesquels l'écoulement des eaux souterraines de la structure était égal au début et à la fin de la période du bilan et par là aussi l'estimation des réserves des eaux souterraines dans la structure hydrogéologique approximativement égale. Ceci empêchait dans une série de cas de donner le bilan hydrologique pour les années hydrologiques et éliminait l'établissement du bilan pour les demi-années hydrologiques.

Pour préciser les bilans hydrologiques on a suggéré et vérifié la méthode de l'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines dans les structure hydrogéologiques. Elle est basée sur l'évaluation des conditions de tarissement des eaux souterraines de la structure hydrogéologique dans les régimes non influencés et exprimées en courbes de tarissement. Par l'application des courbes moyennes de tarissement sur l'hydrogramme de tarissement des eaux souterraines des structures dans la période du bilan il est possible de faire l'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines dans la structure hydrogéologique.

On fait valoir le fait qu'après le régime évalué (par ex. après la demi-année hydrologique), durant laquelle l'écoulement total des eaux souterraine de la structure hydrogéologique varie dépendemment de la dotation non uniforme des eaux atmosphériques infiltrées, l'alimentation n'aura pas lieu, le vidange des eaux souterraines de la structure se fera selon les lois de tarissement exprimées par la courbe de tarissement. Ce tarissement des eaux souterraines durant le régime non influencé est en fait le tarissement des eaux souterraines du régime du bilan évalué. Ceci est valable jusqu'au moment où la valeur de l'écoulement total devient identique à la valeur de l'écoulement total au début de la periode évalué. On suppose que l'écoulement des eaux souterraines quantitativement identique de la structure hydrogéologique évaluée pour les periodes différents correspond au volume égal des réserves des eaux souterraines dans la structure évaluée. Dans le cas où le vidange des eaux souterraines de la structure hydrogéologique continuera, la courbe de tarissement diminuera sous le débit au début du tarissement des eaux souterraines de la periode évalué et le tarissement des réserves des eaux souterraines accumulées avant le periode évalué surviendra. Par ce procédé méthodique on peut évaluer les changements des réserves des eaux souterraines entre les periodes individuels tant dans les structures hydrogéologiques en général, mais aussi dans les sources individuelles. Indispensables pour cette solution sont les mesures systématiques de long terme et la possibilité de construire la courbe de tarissement moyenne des eaux souterraines. La précision de l'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines dèpend dans une large mesure de la variabilité des courbes de tarissement des eaux souterraines durant les periodes divers de la structure hydrogéologique évaluée. Comme le documente la partie précédente de la contribution présente, les évaluations les plus précises des changements des réserves des eaux souterraines on peut

attendre dans les structures hydrogéologiques formées de dolomies et les moins précises dans les structures formées de calcaires fortement karstifiés. Il est, cependant, possible sur la base de la variabilité des courbes de tarissement de déterminer l'erreur présumée qui pourrait taxer la précision de l'évaluation des changements des réserves.

Cette méthode est illustrée sur un exemple concret de la classification de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique du complexe calcaire-dolomitique de la nappe križňanská des Petites Carpates. Cette structure occupe la partie S-O de la nappe, affleurant à la surface entre les villages de Kuchyňa et Lošonec. La partie de la nappe évaluée forme le relief monoclinal des dolomies et calcaires aquifères du Trias. Elle couvre une superficie de 12,88 km^2. Elle est drainée par 17 sources importantes, mesurées systématiquement durant la période de 1957—1966, Fig. 4. L'évaluation complexe des eaux souterraines de cette structure hydrogéologique ensemble avec le bilan hydrologique et l'évaluation des changements des réserves des eaux souterraines pour 10 années hydrologiques sont donnés dans la publication de E. Kullman 1977.

Par suite de l'évaluation considérable des changements des réserves de la structure hydrogéologique de 10 années hydrologiques on donne plus en détail comme l'exemple l'évaluation des changements des réserves pour deux années hydrologiques et cela pour les années de 1958 et 1959. Les autres années hydrologiques sont données en formes de tables.

Durant l'année hydrologique de 1958 l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'hiver représentait 1,911 . 356 m^3 du volume total de la structure hydrologique, ce qui dans le calcul pour la surface de la structure est 149 mm. Cet écoulement souterrain était doté uniquement par les eaux atmosphériques infiltrées tombées durant la demi-année d'hiver de l'année hydrologique de 1958 (voire Fig. 5). Cependant, il représentait seulement une partie des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver de l'année hydrologique de 1958. L'autre partie des eaux atmosphériques infiltrées est passée comme la réserve augmentée dans la structure dans la demi-année d'été de l'année hydrologique de 1958 et participait dans une large mesure à l'écoulement des eaux souterraines durant la période d'été, Comme on le voit sur la Fig. 5. à l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été participaient pratiquement les eaux atmosphériques infiltrées de trois périodes dont une partie des eaux atmosphériques inflitrées durant la demi-année d'hiver était transférée dans la demi-année d'été en forme de la resérve des eaux souterraines, les eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été elle-même et finalement la partie des réserves des eaux souterraines accumulée durant les années hydrologiques précédentes. La part des composants individuels dans l'écoulement de la demi-année d'été a été évaluée au moyen de la courbe moyenne de tarissement des eaux souterraines de la structure hydrogéologique évaluée dans la forme de:

$$Q_t = 0{,}141\, e^{-0{,}034lt} + 0{,}099\, e^{-0{,}00325t}$$

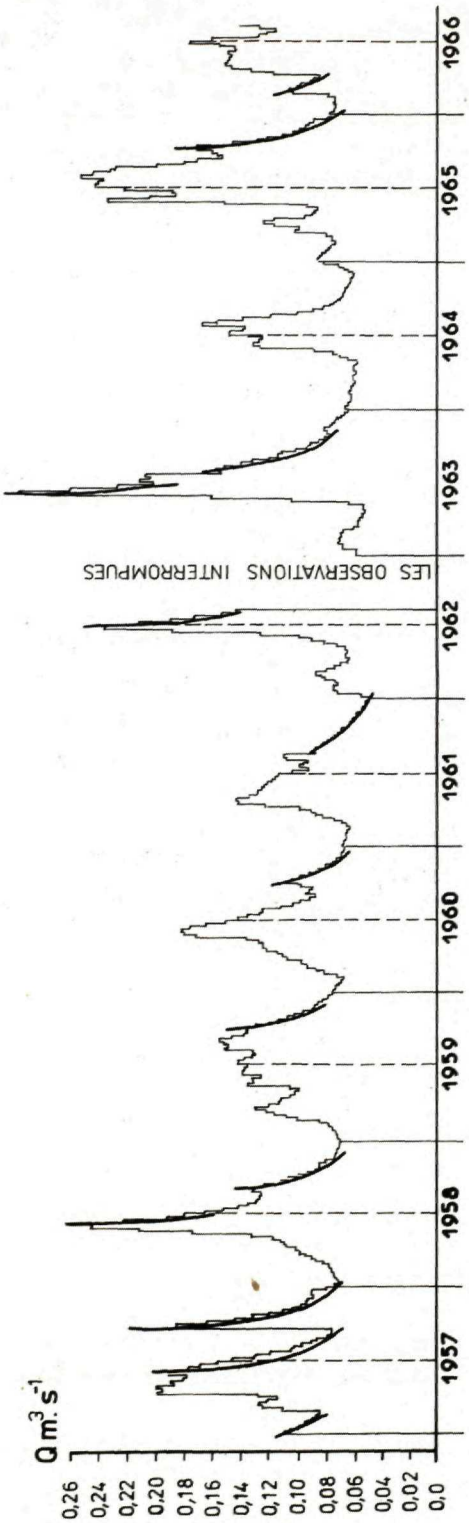


Fig. 4. L'expression graphique des changements du débit total des sources de la structure hydrogéologique des carbonates de la nappe križňanský príkrov des Petites Carpates pour les années hydrologiques de 1957—1966 avec l'indication des courbes choisies de tarissement pour l'établissement de la courbe moyenne de tarissement de la structure hydrogéologique évaluée.

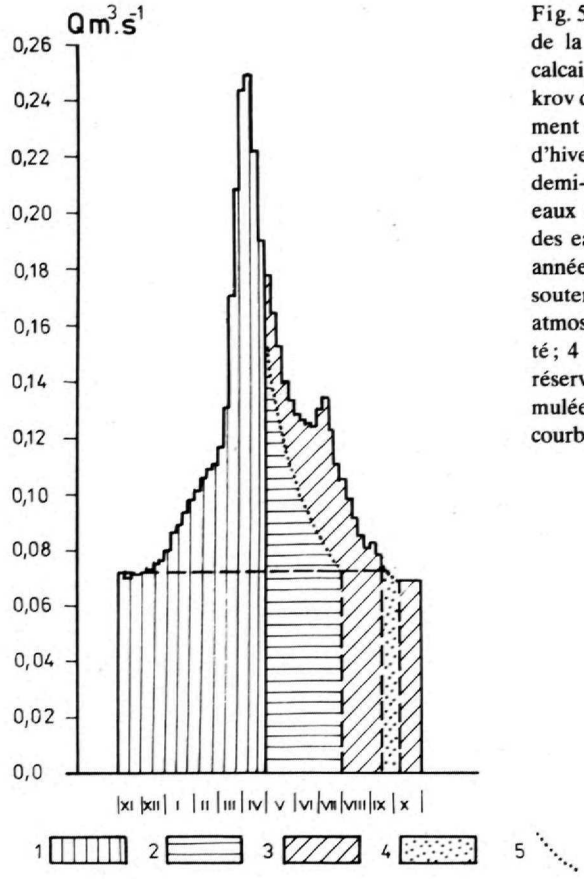


Fig. 5. La répartition de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique du complexe calcaire-dolomitique de la nappe križňanský prí-krov des Petites Carpates en 1958. 1 — l'écoulement de l'eau souterraine durant la demi-année d'hiver des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver; 2 — l'éccoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver; 3 — l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été des eaux atmosphériques infliltrées de la demi-année d'été; 4 — l'écoulement des eaux souterraine des réserves de la structure hydrogéologique accumulées durant les années précédentes; 5 — la courbe de tarissement.

Le procédé graphique de la division de l'écoulement souterrain est illustré dans la Fig. 5. Sur la base de cette division pour 1958 il résulte qu'à l'écoulement d'été total des eaux souterraines qui représente de volume de 1,658 . 739 m^3, ce qui dans le calcul par surface de la structure est de 128 mm participent 829 . 665 m^3 (64 mm) des eaux souterraines atmosphériques infiltrées durant la demi-année d'hiver, ce qui est 50 % de l'écoulement total d'été. Les eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été participaient à l'écoulement d'été total par le volume de 709 . 243 m^3. Dans le calcul par surface de la structure c'est 55 mm ce qui représente 42,8 % de l'écoulement total d'été. A part cela dans cette demi-année on est s'écoulé d'autres 119 . 831 m^3 ce qui représente encore 7,2 % de l'écoulement total d'été. Cette quantité 119.831 m^3 a été écoulée des réserves d'eaux souterraines accumulées dans la structure durant les années précédentes.

Dans l'année hydrogéologique de 1959 l'écoulement des eaux souterraines

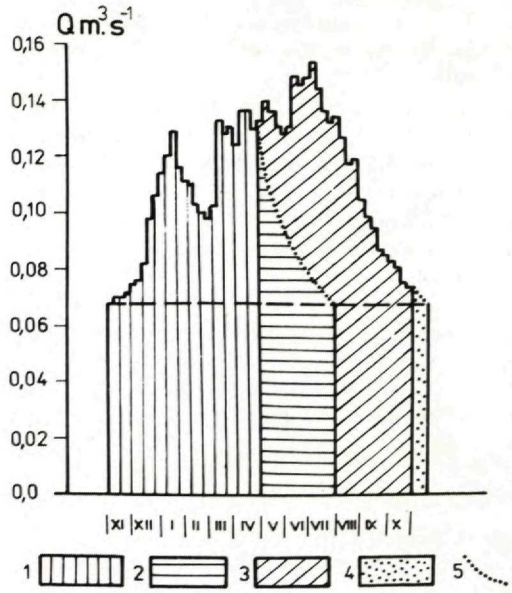


Fig. 6. La répartition de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique du complexe calcaire-dolomitique de la nappe de krížňanský príkrov des Petites Carpates en 1959. 1 — l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'hiver des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver ; 2 — l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver ; 3 — l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été ; 4 — le transfert des réserves des eaux souterraines de l'infiltration durant l'année hydrologique de 1959 dans l'année hydrologique suivante ; 5 — la courbe de tarissement.

durant la demi-année d'hiver représentait 1,655 . 199 m^3 du montant total de la structure hydrogéologique, ce qui dans le calcul par surface de la structure est 129 mm. Cet écoulement souterrain a été doté par les eaux atmosphériques tombées durant la demi-année d'hiver de l'année hydrologique de 1959 (voire Fig. 6). Cependant, il représentait seulement une partie des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'hiver de l'année hydrologique de 1959. La seconde partie des eaux atmosphériques infiltrées est passée dans la demi-année d'été de l'année hydrologique de 1959 sous forme de réserves augmentées d'eaux souterraines dans la structure hydrogéologique et participait considérablement dans l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été. Comme on le voit sur la Fig. 6 à l'écoulement des eaux souterraines durant la demi-année d'été participaient, contrairement à l'année précédente, les eaux atmosphériques infiltrées seulement de deux saisons. C'était la partie des eaux atmosphériques infiltrées dans la demi-année d'hiver qui, sous forme de réserves, ont été transférées dans la demi-année d'été et les eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été, elle-même. A part cela dans la structure hydrogéologique est restée la partie des réserves des eaux souterraines infiltrées en 1959. Cette partie des réserves a été transférée comme réserve augmentée des eaux souterraines de la structure hydrogéologique dans l'année hydrologique suivante. La part des composant individuels dans la demi-année d'été a été évaluée par le même procédé méthodique comme pour 1958 au moyen de la courbe moyenne de tarissement des eaux souterraines de la structure hydrogéologique évaluée. Ce procédé de division est documenté par Fig. 6. Sur la base de cette division pour 1959 il résulte qu'à l'écoulement total de la période d'été

des eaux souterraines qui représente le volume de 1,891 . 385 m^3 ce qui dans le calcul par surface de la structure est de 147 mm, participent 705 . 039 m^3 (55 mm) des eaux souterraines atmosphériques infiltrées durant la demi-année d'hiver et 1,186 . 346 m^3 (92 mm) des eaux atmosphériques infiltrées de la demi-année d'été. A part cet écoulement de l'infiltration des eaux atmosphériques durant l'année hydrologique 1959 il est resté 132 . 738 m^3 (10 mm) dans la structure évaluée qui, sous forme des réserves d'eaux souterraines augmentées, ont été transférées dans l'année hydrologique suivante de 1960. Par le procédé méthodique similaire comme pour la division de l'écoulement souterrain des années 1958 et 1959 on a effectué la division de l'écoulement souterrain dans les années hydrologiques individuelles de la décennie de 1957—1966. Les années suivantes après 1966 il était impossible d'évaluer, car la majeure partie des mesures systématiques de l'écoulement souterrain de cette structure était terminée en 1966.

Les résultats obtenus sont donnés par le Tab. 16. Les résultats du Tab. 16 sont calculés des volumes totaux par mm par rapport à la surface de la structure hydrogéologique (12,88 km^2). Le tableau donne l'analyse de l'écoulement souterrain dans les années hydrologiques individuelles et leurs demi-années. Du tableau on peut lire l'entière composition de l'écoulement souterrain, ainsi que les transferts des réserves des eaux souterraines de la structure dans les années et les demi-années hydrologiques individuelles.

De l'évaluation effectué on peut donner les caractéristiques de l'écoulement souterrain dans les demi-années d'hiver, les demi-années d'été, ainsi que des années hydrologiques en tant qu'unités.

La délimitation de l'écoulement pour les demi-années d'hiver du montant total de l'infiltration pour la même période donne le Tab. 17 en %. L'infiltration totale pour les demi-années d'hiver individuelles a été évaluée de l'écoulement total pour les demi-années d'hiver individuelles par la soustraction des réserves des années précédentes dans le cas où le tarissement des réserves est sourvenu (les années de 1957, 1960, 1965). Dans le cas où les réserves n'étaient pas épuisées, pour l'infiltration totale on considère l'écoulement souterrain pour l'année hydrologique évaluée plus le transfert des réserves dans la demi-année suivante.

Comme il ressort du Tab. 17 pour les demi-années hydrologiques d'hiver de la période de 1957—1966 la part de l'écoulement souterrain des eaux atmosphériques infiltrées fluctuait entre 47,6 % 75,6 %. La partie restante de l'infiltration d'hiver, c'est-à-dire, de 24,4 % à 52,4 % selon les années individuelles dotait l'écoulement des eaux souterraines des demi-années d'été, respectivement passait comme une partie des réserves dans les années suivantes.

L'évaluation similaire comme pour les demi-années d'hiver on peut faire aussi pour les demi-années d'été des années hydrologiques.

La part du pourcentage des composants individuels, c'est-à-dire, l'écoulement des eaux atmosphériques de la même demi-année d'été, l'écoulement des réserves de la

Tableau 16. La division de l'écoulement souterrain de la structure hydrogéologique des carbonates dans les Petites Carpates pour la période de 1957–1966 par rapport à la période d'infiltration des eaux atmosphériques (en mm)

Demi-année d'hiver de l'année hydrologique La division de l'écoulement souterrain de la demi-année d'hiver						Demi-année d'été de l'année hydrologique La division de l'écoulement souterrain de la demi-année d'été						L'année hydrologique en tant qu'unité La division des eaux souterraines				
l'année hydrologique	l'écoul. total saison d'hiver	des pluies d'hiver	des réserves des an.-précéd.	transfert des réserves d'hiver en été	l'infiltration totale des précipit. d'hiver	L'écoulement total des eaux souterraines en été	des précipitations d'hiver	des précipitations d'été	des réserves des années précédentes	transfert des réserves dans l'année suivante	l'infilt. totale des précip. d'été	L'écoulement total des eaux dans l'année hydrologique	l'écoulement souter. des réserves des années précéd.	transfert des réserves dans les années hydrol. suivantes	l'écoulement souterrain des précipitations de l'année hydrologique	L'infiltration totale des précipitations de l'année hydrologique
1957	171	136	35	44	180	143	44	95	4	—	95	314	39	—	275	275
1958	149	149	—	64	213	128	64	55	9	—	55	277	9	—	268	268
1959	129	129	—	55	184	147	55	92	—	10	102	276	—	10	276	286
1960	137	117	20	64	181	115	64	51	—	—	51	251	20	—	232	232
1961	117	117	—	41	158	92	41	34	17	—	34	209	17	—	192	192
1962	111	111	—	122	233	*)	122	*)	—	25	*)	*)	—	25	*)	*)
1963	121	121	—	102	223	140	102	38	—	12	50	261	—	12	261	273
1964	92	92	—	55	147	111	55	56	—	25	81	203	—	25	203	228
1965	139	124	15	80	204	198	80	120	—	—	120	337	15	—	322	322
1966	138	138	—	56	194	*)	56	*)	*)	*)	*)	*)	*)	*)	*)	*)

*) Non évalués

demi-année d'hiver précédente et des réserves des années précédentes dans l'écoulement entier des eaux souterraines pour les demi-années d'été donne le Tab. 18.

Comme il ressort du Tab. 18, pour les demi-années hydrologiques d'été de la période de 1957—1966 (sans les demi-années de 1962 et 1966) la part des infiltrations atmosphériques des demi-années d'été dans l'écoulement total durant les demi-années d'été individuelles était de 27,1 % à 66,4 %. L'écoulement des réserves transférées des demi-années d'hiver précédentes participait par 30,8 % à 72,9 % et finalement l'écoulement des réserves des années précédentes avait lieu seulement dans trois demi-années d'été (1957, 1958, 1960), tandis que cette part durant les années 1957 et 1958 était petite, c'est-à-dire, 2,8 % et 7 %. Des réserves considérables avaient été écoulées en 1961 dont la part dans l'écoulement total était de 18,5 %.

De l'évaluation il résulte qu'entre les années hydrologiques individuelles in n'y avait pas de très grands transferts des réserves des eaux souterraines par rapport à l'infiltration. Le plus grand tarissement des réserves des eaux souterraines pour les années précédentes on a enregistré en 1957 et cela durant la demi-année d'hiver 35 mm et durant la demi-année d'été encore 4 mm. Durant l'année suivante de 1958 le tarissement se montait encore à 9 mm. En 1959 l'apport était de 10 mm. Durant les années de 1960 et 1961 le tarissement des réserves était de 20 mm et 17 mm. Les années 1962—1964, malgré le fait qu'elles étaient relativement sèches, représentaient un apport sur les réserves graduellement de 25 mm, 12 mm et 25 mm (en tout 62 mm). L'année 1965 avait documenté de nouveau le tarissement d'une certaine partie des réserves (15 mm).

Si on considère la fluctuation des réserves, leur tarissement et apport entre les années individuelles évaluées on peut faire par là aussi le contrôle des calculs et l'évaluation du stock existant pour la période entière en tant qu'unité. On peut faire cette évaluation entre les années 1957—1965 (pour 1966 seulement la première demi-année est évaluée). Du transfert des réserves entre les années hydrologiques individuelles de 1957—1965 il résulte que durant les diverses périodes des réserves de la structure de long terme le tarissement des réserves des eaux souterraines était de 100 mm. Pour la même période l'apport des eaux souterraines était de 72 mm. Il en résulte que sur la base des calculs selon les années individuelles le tarissement des eaux souterraines était de 28 mm des réserves d'eaux de la structure, accumulées avant 1957 dans la période de 1957—1965.

Ces 28 mm de tarissement documenté des réserves des eaux souterraines calculés des transferts des réserves entre les années hydrologiques individuelles on peut comparer avec le calcul de tarissement des eaux souterraines entre le début et la fin de la période évaluée, donc entre le 1. 11. 1956 et 31. 10. 1965. Les réserves de la structure hydrogéologique au début de l'évaluation de la période de 1. 11. 1956 ont été représentées par l'écoulement souterrain des eaux par le montant de 0,107

Tableau 17. La division de l'infiltration totale pour les demi-années d'hiver en écoulement souterrain pour la même demi-année et en transfert des réserves de cette infiltration dans les demi-années d'été

La demi-année d'hiver de l'année hydrologique	L'écoulement souterrain dans la demi-année d'hiver en % de l'infiltration durant la demi-année d'hiver	Le transfert des réserves dans la demi-année d'été en % de l'infiltration de la demi-année d'hiver
1957	75,6 %	24,4 %
1958	70,0 %	30,0 %
1959	70,0 %	30,0 %
1960	64,6 %	35,4 %
1961	74,1 %	25,9 %
1962	47,6 %	52,4 %
1963	54,3 %	45,7 %
1964	62,6 %	37,4 %
1965	60,8 %	39,2 %
1966	71,1 %	28,9 %

Tableau 18. La division en pourcentage de l'écoulement des eaux souterraines pour les demi-années d'été (en % de l'écoulement total de la demi-année d'été)

La demi-année d'été de l'année hydrologique	L'écoulement des précipitations de la demi-année d'été en %	L'écoulement des réserves de la demi-année d'hiver précédente en %	L'écoulement des réserves des années précédentes en %
1957	66,4	30,8	2,8
1958	43,0	50,0	7,0
1959	62,6	37,4	0
1960	44,3	55,7	0
1961	37,0	44,5	18,5
1962	non évalué – les mesures l'écoulement interrompues		
1963	27,1	72,9	0
1964	50,5	49,5	0
1965	59,6	40,4	0
1966	non évalué – les mesures de l'écoulement interrompues		

$m^3 . s^{-1}$. Les réserves de la structure hydrogéologique à la fin de la période évaluée de 31. 10. 1965 ont été représentées par l'écoulement des eaux souterraines dans le montant de 0,075 $m^3 . s^{-1}$. Par la même méthode utilisée pour la répartition de l'écoulement souterrain dans les chapitres précédents on peut calculer, quel montant dans les réserves représente la différence décelée dans les débits trouvés. L'écoulement des eaux souterraines de la structure de 0,107 $m^3 . s^{-1}$ à 0,075 $m^3 . s^{-1}$ aura lieu selon la courbe de tarissement dans 48 jours et le volume des eaux souterraines écoulées pour cette période du temps représente 359 . 017 m^3 des eaux souterraines, ce qui dans le calcul par surface de la structure (12,88 km^2) représente le déficit de 28 mm du tarissement des eaux documentés.

L'utilisation des courbes de tarissement des sources pour la solution de la surexploitation du débit des sources

L'un des problèmes connus lors de l'exploitation des eaux des sources karstiques est la grande fluctuation entre leurs débits minimaux et maximaux. Sous les conditions hydrogéologiques favorables dans l'utilisation des eaux souterraines karstiques on peut éliminer ce fait défavorable au moins en partie par la surexploitation des eaux souterraines karstiques des réservoirs karstiques. L'eau pompée des réserves accumulées des réservoirs karstiques pendant les périodes des débits bas est réalimentée pendant les périodes des débits élevés de la source.

L'une des méthodes possibles du calcul de la partie utilisable des eaux souterraines accumulées de la structure hydrogéologique est leur évaluation au moyen des courbes de tarissement des sources.

Cette méthode a été utilisée lors de l'évaluation de la surexploitation des eaux de la source karstique de „Jergaly" dans le massif de la Bases Tatras.

La source de „Jergaly" est une source d'émergence continue, sortant à la surface sur les failles, les fissures et les cavités des couches des calcaires jurassiques de la série enveloppante de la Bases Tatras (Doggieren-Malmien). Les calcaires abruptement déposés du Jura forment le drainage aux eaux souterraines du vaste complexe des calcaires et des dolomies du Trias de la nappe križňanská épaisse de 400—500 m. La source, elle-même, forme une émergence en surface d'une superficie d'environ de 20 × 40 m. Elle a une circulation plus profonde des eaux karstiques souterraines, documentée par la température augmentée sans interruption de l'eau de la source par environ 6,5 °C contre la température moyenne annuelle de la région, ce qui représente la profondeur de la circulation à environ 200 m, ainsi qu'un retardement journalier de 10—14 jours des changements des débits par rapport aux précipitations. Malgré la circulation plus profonde la source accuse une grande fluctuation du débit de 0,123 $m^3 . s^{-1}$ à 1,315 $m^3 . s^{-1}$. La source avait été longuement mesurée

pendant 13 années de 1962—1974. Le vaste réservoir aquifère de la source pénètre dans des profondeurs considérables sous le niveau de la source.

La tâche principale pour la réalisation de l'exploitation des eaux souterraines de la source était: 1. vérifier la possibilité du captage et de la concentration de l'émergence en surface des eaux souterraines en puits. 2. évaluer les réserves accumulées exploitables de la structure hydrogéologique et juger de leur utilisation pour la surexploitation du débit de la source pendant la période des débits minimaux et bas. 3. Suggérer la méthode de l'exploitation économiquement la plus optimale.

Cet objectif a été résolu par la réalisation des puits hydrogéologiques directement au point d'émergence de la source et des essais de pompage de long terme sur les puits durant les périodes des débits naturels bas de la source. Par l'application des courbes de tarissement de la source on a repartie la quantité pompé en part correspondante à l'écoulement naturel et en part des eaux souterraines accumulées correspondante au niveau diminué des eaux souterraines de la structure formé par le pompage. Sur la base de ces résultats et de leur comparaison avec les mesures ininterrompues pendant 10 années on avait établi le pompage maximal possible continu des eaux karstiques de la source sous la réalimentation du pompage durant les périodes sèches des eaux souterraines accumulées de la structure hydrogéologique.

Les travaux sur la solution de ce problème se déroulaient par étapes. Durant la première étape au point d'émergence de la source on a foré au moyen de la sondeuse à percussion le puits hydrogéologique HJ-1 à large diamètre à une profondeur de 46 m (0,0—6,0 Quaternaire-argile ou gravier faiblement arrondi, 6,0—46,0 Doggerien-Malmien, calcaires karstifiés cristallins fins). Le puits a intercepté les voies de sortie des eaux souterraines de la source et par le pompage d'orientation il avait documenté la possibilité de concentrer toutes les eaux de la source dans le puits.

Pour la vérification des possibilités du pompage augmenté des eaux souterraines durant les périodes des débits naturels bas de la source on avait effectué un essai de pompage durant la saison d'hiver de 1971 (19. 10. 71—13. 11. 71). Le pompage a été effectué au moyen du syphon permettant l'abaissement du niveau des eaux au point d'émergence de la source par 4,5 m. La période de l'essai de pompage était très favorable — pratiquement sans pluies. Le pompage a été commencé au débit de la source de $Q = 0{,}178\ m^3 . s^{-1}$. Durant 26 jours on avait atteint la dépression de 4,5 m en pompant la quantité constante de $0{,}236\ m^3 . s^{-1}$, tandis que le débit de la source était de zéro. Le montant total pompé durant cette période était de $642 . 470\ m^3$.

La répartition de cette quantité pompée en part correspondante à l'écoulement naturel de cette source (les réserves dynamiques) et en part des eaux souterraines accumulées pompées de la structure hydrogéologique a été faite au moyen de la courbe de tarissement de la source. La courbe de tarissement évaluée des mesures systématiques de long terme de la source a été appliquée pour la période d'essai de pompage en répartition de la quantité pompée en parts mentionnées plus haut; Fig. 7.

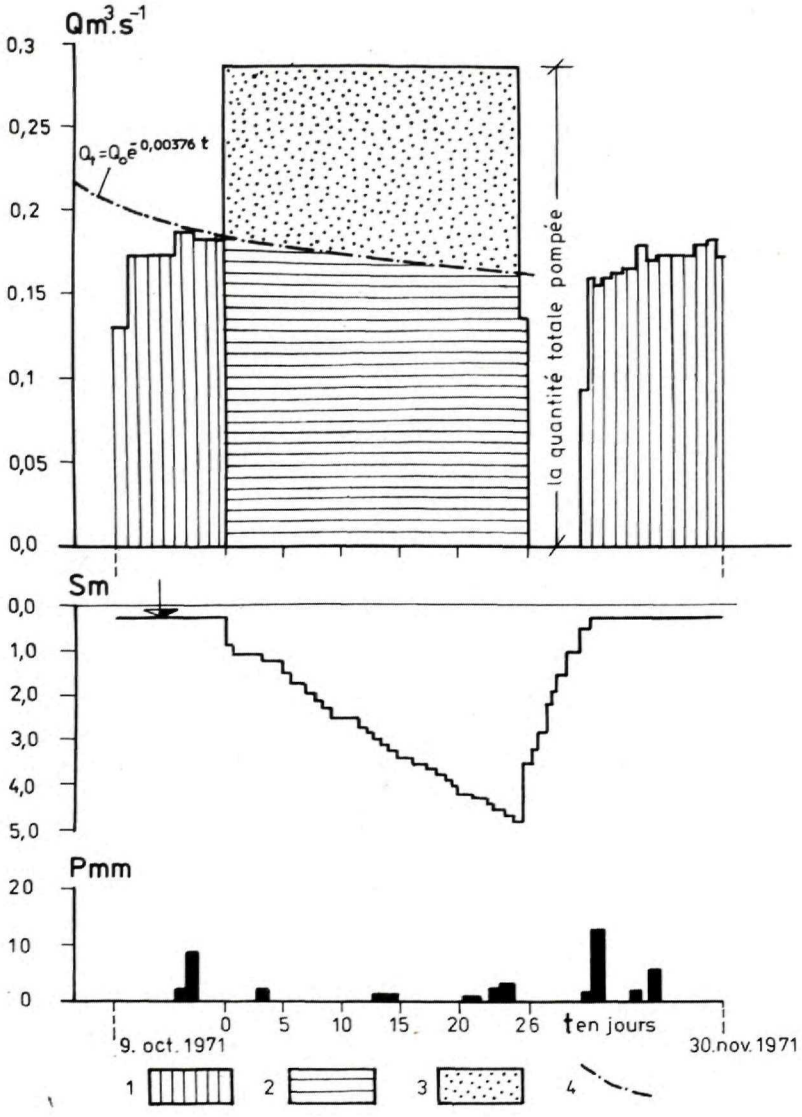


Fig. 7. Le schéma de l'évaluation des réserves des eaux souterraines accumulées exploitables pour l'amélioration saisonnière du débit de la source (la source Jergaly — les essais de pompage de 19. 10. 1971 — 13. 11. 1971). 1 — le débit de la source ; 2 — la quantité pompée des eaux souterraines correspondante au débit naturel de la source durant le pompage ; 3 — La quantité pompée des réserves des eaux souterraines accumulées de la structure hydrogéologique ; 4 — la courbe de tarissement.

Pour l'établissement de la courbe de tarissement représentative des mesures de 13 années on a choisi deux périodes les plus convenables et dressé les courbes de tarissement de la source pour ces périodes.

a) Pour la période de 23. 7. 1962 à 21. 10. 1962
$Q_o = 0{,}285\ m^3/s$; $Q_t = 0{,}145\ m^3/s$; $t = 91$ jours
$Q_t = 0{,}088\ e^{-0{,}0579\ t} + 0{,}197\ e^{-0{,}0033\ t}$

b) Pour la période de 20. 11. 1962 à 4. 3. 1963
$Q_o = 0{,}525\ m^3/s$; $Q_t = 0{,}141\ m^3/s$; $t = 105$ jours
$Q_t = 0{,}315\ e^{-0{,}091\ t} + 0{,}210\ e^{-0{,}00376\ t}$

Comme on le voit de l'analyse des deux courbes de tarissement, pour les débits plus bas où l'écoulement se déroule seulement suivant la courbe de tarissement simple, les coéfficients de tarissement sont pratiquement homologues. Cette partie de la courbe de tarissement a été utilisée dans les calculs suivants. Les calculs propres ont été réalisés selon la courbe de tarissement de la période allant de 20. 11. 1962—4. 3. 1963.

L'écoulement naturel supposé de la source en appliquant la courbe de tarissement de $Q_o = 0{,}178\ m^3 . s^{-1}$ (le débit de la source avant le début de l'essai de pompage) a été évalué à $381 . 446\ m^3$. Sur la base de cette évaluation le volume des eaux souterraines pompé de l'accumulation de la structure hydrogéologique pour une dépression de 4,5 m était environ $261 . 000\ m^3$ (voir Fig. 7). Le volume documenté des eaux souterraines pompé des réserves de la structure était insuffisant et en comparaison avec la demande selon les mesures systématiques de long terme ne suffisait même pas pour assurer la prise permanente de $0{,}2\ m^3 . s^{-1}$. Les résultats obtenus ont été utilisés dans cette étape de l'étude comme base pour l'évaluation théorique des réserves accumulées exploitables des eaux souterraines en créant une dépression plus grande. On supposait une augmentation directement proportionnelle des réserves accumulées exploitables des eaux souterraines en pompant la quantité constante susmentionnée de $0{,}236\ m^3 . s^{-1}$ seulement à la dépression de 19 m. On supposait simultanément des conditions d'accumulation correspondantes du complexe rocheux, comme à la dépression de 4, 5 m. De cette évaluation théorique partait le volume exploitable supposé des réserves accumulées des eaux karstiques à $1{,}332 . 500\ m^3$. Ce volume des eaux karstique souterraines semblait comme suffisant pour assurer la prise continue de la source requise par nous, par l'exploitation saisonnière de cette quantité accumulée pour augmenter le débit de la source durant les saisons sèches.

Pour la vérification de la supposition on a foré dans l'aire de la source encore 3 puits hydrogéologiques (projeté déjà comme partie composante de l'objet de captage) à la profondeur de 50 m. L'essai de pompage au moyen des pompes submersibles sur ces puits a été réalisé pendant la saison d'hiver de 1973—74. Il a été commencé au débit naturel très bas de la source ($0{,}157\ m^3 . s^{-1}$). Pour l'accélération de cet essai de pompage en comparaison avec le précédent on a choisi une autre

méthode celle de commencer l'essai de pompage au débit égal à la capacité maximale des pompes jusqu'à la dépression de 19 m et après avoir atteint les 19 m de dépression de continuer dans le pompage à la dépression constante. L'essai de pompage durait 54 jours. Dans la première phase on pompait 0,536 $m^3 . s^{-1}$. La quantité pompée diminuait graduellement et à la fin de l'essai de pompage elle se montait à 0,257 $m^3 . s^{-1}$. Par le même procédé méthodique comme à l'essai de pompage précédent en utilisant la courbe représentative de tarissement on a documenté le volume exploitable des réserves accumulées des eaux souterraines dans la quantité de 1, 134 . 200 m^3. En comparaison avec les suppositions théoriques partant des résultats de l'essai de pompage précédent, cet essai avait documenté un volume des eaux souterraines accumulées exploitables d'environ de 15 % plus bas.

Les résultats obtenus des deux essais de pompage durant les périodes différentes montaient dans les limites de la précision des travaux hydrogéologiques une bonne concordance et avec la quantité documentée de 1,134.200 m^3 on compte comme sur le volume exploitable des eaux karstiques accumulées après l'abaissement du niveau par 19 m à partir du niveau stabilisé lors de l'écoulement des eaux de la source. Sur l'exploitation périodique de cette quantité on comptait lors du pompage maximal continu pour l'alimentation.

Pour déterminer les valeurs de pompage continu des eaux karstiques de la source lors de l'exploitation saisonnière du volume évalué des eaux accumulées on a fait la comparaison avec les changements dans le débit de l'écoulement naturel de la source pour les années précédentes de 1962—1974 avec l'exception des années de 1968, 1969 et 1970, durant lesquelles avait lieu l'interruption des mesures systématiques et qui pour cette raison ne pouvaient pas être évaluées. Les mesures de long terme du débit de la source on a considéré comme représentatives même par rapport aux années futures. L'évaluation a été réalisée dans le but d'assurer graduellement le pompage continu à partir de 0,2 $m^3 . s^{-1}$ plus haut. De l'hydrogramme de mesures de long terme de la source on a évalué les intervalles des débits bas, ainsi que les déficits des débits y appartenant par rapport au pompage continu supposé. Ces déficits dans le débit on été comparés avec le volume des réserves des eaux souterraines exploitable évalué pour le rehaussement périodique du débit de la source. Pour obtenir un certain degré d'assurance on a considéré pour cette évaluation un volume plus bas des eaux accumulées exploitables de 911.797 m^3 au lieu de 1,134.253 m^3. L'évaluation de comparaison avait documenté la possibilité d'un pompage continu de 0,250 $m^3 . s^{-1}$. Les périodes déficitaires individuelles et les possibilités d'alimentation du pompage des réserves accumulées donne le Tab. 19.

Du tableau il est évident que dans la majeure partie des périodes sèches il reste encore de grandes réserves permettant d'assurer un pompage au-dessus de 0,25 $m^3 . s^{-1}$. L'exception font deux périodes, celles de 10. 8. 62 à 2. 4. 63 avec un petit déficit représentatif pour la période évaluée par le déficit moyen de 0,004 $m^3 . s^{-1}$, ce qui est négligeable et la période de 7. 6. 1973 à 7. 2. 1974 qui est sans pareil dans les

Tableau 19. L'aperçu des périodes au débit de la source „Jergaly" plus bas que 0,25 $m^3 . s^{-1}$ avec l'évaluation du volume requis pour l'alimentation du pompage des réserves accumulées en vue d'assurer le pompage continu de 0,25 m^3/s

Période du débit de la source plus bas que 0,25 m^3/s	Le déficit total en m^3	Le volume d'eau accumulé exploitable en m^3 —	La réserve restante ou le déficit après l'exploitation des réserves accumulées en m^3
25. 1. 1962—28. 2. 1962	78 476	911 797	+833 321
10. 8. 1962— 2. 4. 1963	969 297	911 797	− 57 500
1. 8. 1963—27. 8. 1963	32 348	911 797	+879 449
17. 8. 1964—10. 10. 1964	102 326	911 797	+809 471
1. 9. 1971—12. 3. 1972	374 804	911 797	+536 993
20. 10. 1972—23. 3. 1973	311 037	911 797	+600 760
7. 6. 1973— 7. 2. 1974	1 653 619	911 797	−741 822

années précédentes. Durant cette période à partir de 7. 6. 1973 et du débit de la source de 0,25 $m^3 . s^{-1}$ on a enregistré un abaissement continu du débit pendant 246 jours (la dernière partie de cette période à partir de 6. 12. 1973 est évaluée indirectement, en tant que tendence continue d'abaissement, étant donné que l'essai de pompage y prenait lieu déjà).

Dans cette periode on a enregistré aussi l'un des débits le plus bas naturel de la source 0,138 $m^3 . s^{-1}$. Pour assurer le pompage constant de 0,25 $m^3 . s^{-1}$ dans ce régime il sera nécessaire de compléter le déficit du débit de la source des eaux souterraines accumulées de la structure sans interruption pour la période de 246 jours, tandis que le volume total des eaux souterraines il faudrait fournir des réserves accumulées de la structure représente 1,650.600 m^3 des eaux souterraines. La structure hydrogéologique après l'abaissement du niveau des eaux souterraines à la profondeurs de 19 m à partir du niveau d'origine ne dispose pas d'une si grande réserve accumulée. Dans cette periode par le rehaussement du débit de la source au moyen des eaux souterraines accumulées de la structure hydrogéologique on peut assurer un pompage de 0,215 $m^3 . s^{-1}$. En partant soit du fait que pareil régime hydrogéologique défavorable avait lieu durant les mesures systématiques de la source seulement une fois, ainsi que du fait que même dans les mesures plus anciennes quoique non systématiques de la source depuis 1936 des régimes similaires n'avaient pas été enregistrés on peut supposer que l'improbabilité de l'occurrence d'un régime aussi défavorable ne sera pas plus fréquente qu'une fois les 10 ou 20 années. Malgré l'occurrence de ce régime extrême on a assuré pour la source un pompage constant de 0,25 $m^3 . s^{-1}$.

Sur la base des travaux hydrogéologiques effectués on a choisi la méthode la plus convenable et la plus économique de captage et de l'exploitation de cette ressource d'eaux souterraines consistant de trois formes de pompage. Lors des grads débits de la source (au-dessus de 0,25 $m^3 . s^{-1}$) on prendra les eaux de l'émergence naturelle. Lors de l'abaissement du débit au-dessous de 0,25 m^3/s on pompera les eaux souterraines jusqu'à l'abaissement du niveau par 4,5 m au moyen du système siphon, ne demandant pas une grande consommation d'énergie. Seulement lors de la nécessité de l'abaissement du niveau au-dessous de 4,5 que les eaux souterraines de la structure seront pompées par la pompe submersible permettant l'abaissement du niveau par 19 m.

La liste des symboles

t — temps (en jours)
t_o — temps initial à partir duquel on considère le tarissement.
Q_o — le débit initial dans le temps t_o
Q_t — le débit dans le temps t
α — le coefficient de tarissement
s — la courbe de tarissement en absence de la période influencée par les précipitations.

Revu par P. Bujalka.
Traduit par E. Bleho.

Bibliographie

BOUSSINESQ, M. J. 1904: Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le debit des sources. Journal de mathématiques. 5^e série, 10, Fasc. I, Paris.

DROGUE, C. 1967: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Évaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. Chronique d'Hydrogéologie, 10, Bureau de Recherches Géologiques et Miniéres, Paris, 43—47.

KULLMAN, E. 1972: Hydrogeologický režim krasových vôd Západných Karpát vo vzťahu k možnostiam zvýšenia ich využiteľných výdatností. Hydrogeologické problémy Slovenska. Konferencia ZP SVTS HMÚ, Hydrometeorologický ústav, Bratislava, 207—216.

KULLMAN, E. 1973: Hydrogeológia Manína a možnosti využitia jeho podzemných vôd. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33—51.

KULLMAN, E. 1974: Le régime hydrologique des eaux karstiques des Carpates occidentales dans le rapport des possibilités de l'augmentation de leurs débits exploitables. Hydrogeology and Engineering Geology, Section V. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 82—95.

KULLMAN, E.—PETRÁŠ, J. 1977: Čiary vyčerpávania premeňov a ich využitie pre hydrogeologickú charakteristiku horninového prostredia. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—238.

KULLMAN, E. 1977: Hydrogeologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 181—210.

KULLMAN, E.—PETRÁŠ, J. 1979: Výtokové pomery prameňov a ich vzťah k horninovému prostrediu. Zborník prác Hydrometeorologického ústavu, 13, ALFA, Vydav. tech. a ekon. lit., Bratislava.
MIJATOVIČ B. 1972: Podzemna kraška akumulacija Poličnik kao najracionalniji način rešenja problema vodosnabdevanja Zadra i okoline. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta, 16, Beograd, 97—128.
SCHOELLER, H. 1948: Le régime hydrogéologique des calcaires éocènes du synclinal du Dyr El Kef (Tunisie). Bull. Soc. Geol. de France, 5^{e} série, 18, Paris, 167—180.
SCHOELLER, H. 1965: Hydrodynamique dans le Karst Hydrologie des roches fissurées, Actes du colloque de Dubrovnik 1965, AIHS-UNESCO, 3—20.

Еуген Куллман

Оценка режима подземных вод в карбонатных породах мезозоя Западных Карпат при помощи кривых истощения источников

Резюме французского текста

Один из методов, предоставляющих возможность более подробного характеризования режима подземных вод и его различий в трещинной и трещинно-карстовой окружающей среде горных пород, состоит в оценке и анализе кривых истощения источников. Различный характер и степень нарушения водоносных трещинных и трещинно-карстовых пород отражается в различиях кривых истощения источников. Обсуждение отношений между водоносной средой карбонатных пород, обладающих разным характером и степенью нарушения, и кривыми истощения связанных с ней источников содержится, главным образом, в первой части представленной статьи. Во второй части статьи даются примеры некоторых способов применения кривых истощения источников для решения конкретных гидрогеологических проблем.

Обсуждение отношений между водоносными карбонатными породами, обладающими разным характером и степенью нарушения, и различным видом истечения подземных вод в связанных с ними источниках, без влияния инфильтрации, дается на примере совокупности 48 родников. Дело касается совокупности родников, подвергнутых долговременным систематическим измерениям и обладающих хорошо объясненными геологическими и гидрогеологическими условиями, в известняковых и доломитовых породах мезозоя Западных Карпат. Различия кривых истощения этих источников, выраженные коэффициентами истощения α, оценивались в отношении к литологическим и тектоническим условиям областей питания и накопления воды отдельных источников. Полученными результатами документированы три главных группы родников с принципиально отличающимися графиками истощения, а именно источники, у которых кривую истощения можно выразить при помощи простого экспоненциального уравнения, характеризующего простой ламинарный режим истощения подземных вод, далее источники, у которых в графике истощения проявляется несколько различных ламинарных режимов течения, кривую истощения которых можно математически выразить при помощи суперпозиции нескольких экспоненциальных уравнений, и, наконец, источники, у которых кривая истощения формирована комбинацией ламинарных и турбулентных режимов течения. Собственное обсуждение отношений между характером кривых истощения и водоносной средой горных пород в представленной работе ограничивается источникаии, у которых нет проявлений более значительного влияния турбулентного течения на

режим истекания подземных вод. Родники, у которых истечение подземных вод отчасти формировано тоже турбулентным режимом течения, в Западных Карпатах малочисленны.

Среди обсуждаемой совокупности 48 родников находится 14 источников, у которых было установлено, что истощение подземных вод протекает по простому экспоненциальному уравнению формы $Q_t = Q_o \cdot e^{-\alpha(t-t_o)}$. Оценка геологических условий показала, что дело касается совокупности родников, связанных со значительными разломами и с тектоническими зонами надвига. Полученные результаты показывают, что водопроницаемость этих тектонических нарушений, по-видимому, является определяющим фактором закономерностей истечения подземных вод из горных комплексов упомянутой совокупности 14 родников. Существенная доля кривых истощения этих источников обладает очень низким коэффициентом истощения α. Сверх того документировались малые разности величин коэффициента истощения α в совокупностях кривых истощения отдельных источников от разных периодов времени. В совокупностях кривых истощения подвергнутых оценке источников с повышением средних значений коэффициентов истощения α определенного источника повышаются тоже разности значений α между отдельными графиками истощения от разных периодов времени.

Вторая, существенно более многочисленная группа 34 источников из обсуждаемой совокупности 48 родников состоит из источников, обладающих сложным режимом истощения. Это источники, у которых кривая истощения формируется несколькими ламинарными режимами течения подземных вод. Режим истощения этих источников можно математически выразить при помощи суперпозиции нескольких экспоненциальных уравнений вышеприведенной формы. Для целей нашей оценки достаточной оказалась суперпозиция двух уравнений. Совокупность этих родников обсуждалась с точки зрения отношений между характером кривых истощения и литологическо-тектоническими условиями соответствующей окружающей среды горных пород. Результаты этой оценки даются в табл. 1. этого резюме. Данные в таблице показывают, что самыми низкими значениями коэффициентов истощения α_1 и α_2 обладают источники из доломитовых комплексов. С повышением доли известняков в известняково-доломитовых комплексах и в известняках с постепенно повышающейся их закарстованностью увеличиваются тоже значения коэффициентов истощения α_1 и α_2. С увеличением значений коэффициентов истощения в зависимости от характера и степени нарушения водоносных карбонатных пород пропорционально повышается тоже изменчивость кривых истощения источника из различных периодов. Наименьшая изменчивость кривых истощения наблюдается у источников из доломитов, а наибольшая – у источников из сильнозакарстованных исвестняков. Эти определения указывают на значительное и, по нашему мнению, главное влияние характера и степени нарушения водоносных пород, зависящей, до значительной степени, от литологического характера карбонатных пород, на формирование кривых истощения источников. Установленные отношения между гидрогеологическим характером окружающей среды горных пород и кривыми истощения источников в этой относительно многочисленной совокупности предоставляют возможность приобретения при помощи метода аналогии представления о гидрогеологическом характере среды горных пород области питания и накопления воды дальнейших источников на основании оценки их кривых истощения.

Вторая часть представленной статьи посвящена методике использования кривых истощения источников для оценки изменений запасов подземных вод в гидрогеологических структурах и для оценки возможностей увеличения эксплуатационных ресурсов подземных вод из накопленных запасов в гидрогеологических структурах. Применение упомянутой методики в обоих случях показывется на конкретных местонахождениях.

При оценке изменений запасов подземных вод в гидрогеологической структуре исходим из гидрографа общего расхода стока подземных вод данной структуры. Предполагая прямо пропорциональное отношение между степенью наполнения структуры подземными водами и общим расходом стока подземных вод, можно при помощи характерной кривой истощения подземных вод из данной структуры оценить объем запасов подземных вод этой структуры и его изменения по

времени. Приведенное применение для гидрогеологической структуры доломитов и известняков в горах Малые Карпаты предоставляет данные об изменениях запасов подземных вод в этой структуре за 10 гидрологических годов, а именно как по гидрогеологическим годам, так и по гидрологическим полугодиям.

При оценке накопленных эксплуатационных запасов в целях повышения дебита подземных вод в периоды низких дебитов источников можно также успешно применять кривые истощения. Мы решили эту проблему пробурением гидрогеологических скважин в области восхождения поздемных вод источника, дебит которово мы хотим на продолжительное время улучшить. На этих скважинах в период низкого дебита источника, на который не повлияли атмосферные осадки (в зимний период), мы осуществили долговременную совместную опытную откачку по постоянную депрессию, соответствующую установленной максимальной депрессии карстовых вод при эксплуатации накопленных запасов подземных вод. При помощи усредненной кривой истощения источника, установленной по долговременным наблюдениям источника и примененой для периода опытной откачки, можно общее откачиваемое количество подземных вод разделить на количество, соответствующее естественному дебиту источника, и на количество, откачиваемое из накопленных запасов подземных вод. Этот метод предоставляет возможность вычисления обьема запасов подземных вод по установленную максимальную депрессию. При помощи взаимного сравнения этого количества подземных вод, имеющегося в распоряжении для сезонной эксплуатации, с потребностей увеличения дебита, вытекающей из гидрографа источника, измеряемого через продолжительное время, можно определить величину минимального постоянного дебита. Приведенная методика применялась в гидрогеологической структуре известняков и доломитов источника „Ергалы»» в горах Великая Фатра. Дебит источника колебался через продолжительное время с 123,0 л . $с^{-1}$ до 1315,0 л . $с^{-1}$. Употребительный объем накопленных запасов подземных вод по депрессию 19,0 м вычислен в 1 134 200 $м^3$. Сезонное использование этого объема подземных вод предоставляет возможность повышения постоянной эксплуатации подземных вод из источника „Ергалы»» на 250 л . $с^{-1}$.

Пояснения к рисункам 1–7

Рис. 1. Кривая истощения источника „Славьянска долина 3“ в горах Малая Фатра (с 1-го января до 8-го октября 1975 г.).

Рис. 2. Кривая истощения источника „Полчина н. Ш.“ в горах Малые Карпаты (с 4-го августа до 15-го декабря 1965 г.).

Рис. 3. Кривая истощения источника „Бьела вывьерачка»» в горах Словацкий карст (с 15-го апреля до 17-го мая 1977 г.).

Рис. 4. Графическое изображение изменений суммарного дебита источников гидрогеологической структуры карбонатов крижнянского покрова Малых Капрат за гидрологические 1957–1966 гг. с обозначением избранных кривых истощения в целях составления характерной кривой истощения подвергнутой оценке подземных вод гидрогеологической структуры.

Рис. 5. Расчленение подземного стока из гидрогеологической структуры известняково-доломитового комплекса крижнянского покрова Малых Карпат в гидрологическом 1958 г.

1 – сток подземных вод в зимнем полугодии из инфильтрированных осадков зимнего полугодия; 2 – сток подземных вод в летнем полугодии из инфильтриированных осадков зимнего полугодия; 3 – сток подземных вод в летнем полугодии из инфильтрированных осадков летнего полугодия; 4 – сток подземных вод из запасов, накопленных в гидрогеологической структуре в прошлых годах; 5 – кривая истощения.

Рис. 6. Расчленение подземного стока их гидрогеологической структуры известняково-доломитового комплекса крижнянского покрова Малых Карпат в гидрологическом 1959 г.

1 – сток подземных вод в зимнем полугодии из инфильтрированных осадков зимнего полугодия; 2 – сток подземных вод в летнем полугодии из инфильтрированных осадков зимнего полугодия; 3 – сток подземных вод в летнем полугодии из инфильтрированных осадков летнего полугодия; 4 – перенос запасов подземных вод из инфильтрации в гидрологическом 1959 г. в следующий гидрологический год; 5 – кривая истощения.

Рис. 7. Схема вычисления употребительных накопленных запасов подземных вод для сезонного увеличения дебита источника (источник „Ергалы»», опытная откачка с 19-го октября до 13-го ноября 1971 г.).

1 – дебит источника; 2 – откачиваемое количество подземных вод, соответствующее естественному дебиту источника в течение откачки; 3 – количество, откачиваемое из накопленных запасов подземных вод в гидрогеологической структуре; 4 – кривая истощения.

Список таблиц 1–20

Табл. 1. Источники с простой экспоненциальной кривой истощения и с низким и малоизменчивым коэффициентом истощения.

Табл. 2. Источники с простой экспоненциальной кривой истощения и со средним и более изменчивым коэффициентом истощения.

Табл. 3. Средние величины коэффициентов истощения источников из доломитов триаса.

Табл. 4. Средние величины коэффициентов истощения источников из доломитов и известняков триаса с преобладанием доломитов.

Табл. 5. Средние величины коэффициентов истощения источников из нарушенных или даже частично закарстованных известняков триаса с возможной подчиненной долей доломитов.

Табл. 6. Средние величины коэффициентов истощения источников из закарстованных известняков триаса.

Табл. 7. Средние величины коэффициентов истощения источников из сильнозакарстованных известняков триаса.

Табл. 8. Средние величины коэффициентов истощения источников из известняков и слабомергелистых известняков нижней до средней юры.

Табл. 9. Коэффициенты истощения источников в отношении к литологическо-тектоническому характеру водоносной среды горных пород.

Табл. 10. Источники из доломитов триаса.

Табл. 11. Источники из доломитов и известняков триаса с преобладанием доломитов.

Табл. 12. Источники из нарушенных и частично закарстованных известняков с возможной подчиненной долей доломитов.

Табл. 13. Источники из закарстованных известняков триаса.

Табл. 14. Источники из сильнозакарстованных известняков триаса.

Табл. 15. Источники из известняков и слабомергелистых известняков нижней до средней юры.

Табл. 16. Расчленение подземного стока из гидрогеологической структуры карбонатов в Малых Карпатах в период 1957–1966 гг. в отношении к периоду инфильтрации осадков.

Табл. 17. Расчленение общей инфильтрации в зимних полугодиях на подземный сток в том же самом полугодии и на перенос запасов подземных вод, происходящих из этой инфильтрации, в летние полугодия (в % из общей инфильтрации зимнего полугодия).

Табл. 18. Процентное расчленение стока подземных вод в летних полугодиях (в % из общего стока в летнем полугодии).

Табл. 19. Обзор периодов с дебитом источника „Ергалы»» ниже 0,25 $м^3/с$ и вычисление объема, необходимого для дополнения дебита из запасов подземных вод в целях обеспечения минимальной постоянной эксплуатации 0,25 $м^3/с$.

Перевод: A. Kříž

Таблица 1.

Окружающая среда горных пород	Число источников совокупности	Среднее значение коэффициента истощения α_1	Диапазон экстремальных значений α_1 источников совокупности	Среднее значение коэффициента истощения α_1	Диапазон экстремальных значений α_2 источников совокупности
I. Мезозой — триас					
доломиты	8	$2{,}88 \cdot 10^{-3}$	$1{,}10 \cdot 10^{-3}$	$4{,}038 \cdot 10^{-2}$	$1{,}819 \cdot 10^{-2}$
доломиты и известняки с преобладанием доломитов	5	$4{,}15 \cdot 10^{-3}$	$1{,}30 \cdot 10^{-3}$	$6{,}212 \cdot 10^{-2}$	$3{,}498 \cdot 10^{-2}$
известняки (с возможной подчиненной долей доломитов)	10	$6{,}14 \cdot 10^{-3}$	$2{,}20 \cdot 10^{-3}$	$8{,}167 \cdot 10^{-2}$	$4{,}081 \cdot 10^{-2}$
закарстованные известняки	5	$1{,}305 \cdot 10^{-2}$	$5{,}96 \cdot 10^{-3}$	$1{,}277 \cdot 10^{-1}$	$7{,}829 \cdot 10^{-2}$
сильнозакарстованные известняки — области с широким развитием карста	2	$3{,}126 \cdot 10^{-2}$	$1{,}33 \cdot 10^{-2}$	$4{,}360 \cdot 10^{-1}$	$1{,}108 \cdot 10^{-1}$
II. Мезозой — юра					
толстонапластованные, массивные и слабомергелистые известняки	4	$4{,}46 \cdot 10^{-3}$	$1{,}71 \cdot 10^{-3}$	$4{,}477 \cdot 10^{-2}$	$2{,}562 \cdot 10^{-2}$

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 3, P. 61—120, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

Ondrej Franko

Geothermal Energy Resources in Slovakia (Conditions, methods and results of research)

7 text – fig., Russian summary

Contents

Introduction 62
Conditions of distribution and occurrence of thermal waters 62
Solution of the state research task 67
Progress and methods of the research 68
Geothermal field 72
Prospective areas and structures 75
Prospective reserves — geothermal balance 92
Results of geothermal drilling 100
Utilization of geothermal energy 107
Summary 108
References 112
Russian summary 115
French summary 120

Abstract. The autor informs about problems and methods as well as about the results of investigation of geothermal energy resource i. e. thermal waters in Slovakia in 1971—1978. It has been found that there are possibilities of revealing and utilization of thermal waters with temperature to 100 °C, scarcely to 180 °C. Thermal waters are mostly associated with Triassic limestones and dolomites, and with Pliocene sands. In respect of hydrogeological conditions, occurrences of thermal waters and geothermic criteria, the Inner West Carpathians — a zone at the south of the Klippen Belt are most prospective. In the middle and southern parts of the zone the values of the heat flow are higher than 60 mW/m^2, and of temperature at 1000 m depth below surface — higher than 40 °C. Twenty-four prospective areas and structures were distinguished. On the ground of economically effective utilization of thermal energy of thermal waters with temperature higher than 35 °C, of specific yield of bore holes with free outflow higher than 0,1 l/s . m, T.D.S. to 10 g/l and on the ground of favourable salt and gas composition) natural prospective dynamic reserves of thermal energy were estimated in 14 areas. The reserves are about 3,5 m^3/s of waters with average temperature 60 °C.

Exploitation of heat ranging from 60 to 20 °C represents heat power of about 430 MW. By twelve positive bore holes (from the total 17) 240 l/s of water with average temperature 64 °C were gained. That is about 44 MW at the exploitation of water temperature ranging from 64 to 20 °C.

RNDr. Ondrej Franko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 80940 Bratislava

Introduction

Significance of utilization of the sources of geothermal energy grows with the growing lack of the sources of traditional fuels. Researches concerning the sources of energy have got more intense since a UNO conference on new sources of energy held in Rome in 1961. The first symposium of UNO in Pisa in 1970 about development and utilization of the sources confirmed great progress in their exploration and utilization reached in a ten year period. This trend gets still more intense — as shown by the second UNO Symposium in San Francisco in 1975, and by many national and international conferences in the years 1976—1978. A national conference attended by foreign specialists on the „Research, exploration, utilization and protection of hot ground waters in Czechoslovakia" was also held in Bratislava in November 1977. Presented were mainly results of investigations in Slovakia.

Among geothermal sources are dry vapour, wet vapour from overheated thermal waters, and thermal waters. This division of geothermal sources is in accordance with physical division of geothermal systems into: 1. a hot-water system, 2. a hot-water system with vapour dominant (D. E. White 1970). The first two sorts of sources are utilized in production of electric energy and the third mostly for heating houses, social rooms, glass houses, plastic houses, for heating soils, supplying houses with warm water, cooling, climatization a. o.

In Slovakia, geothermal sources of the third sort, i. e. thermal waters ($T < 100$ °C) are mostly utilized less the heated thermal waters ($T > 100$ °C). On the other hand, the present hydrogeothermal data on the East-Slovakian Neogene basin (heat flow about 105 mW/m^2 (2,5 μ cal/cm^2 . s), temperatures at depth of 3000 m — about 150 °C, lack of favourable collectors) facilitate utilization of the heat of dry rocks. In Slovakia are natural springs of thermal waters (Fig. 1) with temperatures ranging from 20 ° to 70 °C at about 35 localities. At other approx. 35 localities thermal waters with temperatures to 94 °C were intercepted by drilling. Waters with temperatures ranging from 70—94 °C were intercepted by exploration of sources of geothermal energy. The existing reserves of thermal waters documented on all localities vary around 1200 l/s. Thermal waters are mainly in the Inner West Carpathians. There they are mostly associated with Triassic carbonates of the typical mantle of crystalline massifs and nappes and partly also with Tertiary psammites and psephites. On the ground of these facts and drilling-economical conditions, hydrogeothermal research is aimed first of all at prospection for hyperthermal waters (with temperatures ranging from 40 /35/ to 100 °C).

Condition of distribution and occurrence of thermal waters

The West Carpathians (D. Andrusov 1968, M. Maheľ 1964, A. Biely—O. Fusán 1977, 1978) extending on the Slovak territory (Fig. 1) are a part of the northern branch of the European Alpine system. The nappe structure comprising

rock complexes ranging from the Precambrian to the Tertiary is a basical feature of the structure of the West Carpathians. On the basis of geographical distribution of single rock complexes and their main deformation, the West Carpathians are zonally divided into the Inner Carpathians at the south and the Outer (Flysch) Carpathians at the north. Between them is a narrow Klippen Belt.

The Flysch Belt is characterized by the absence of pre-Mesozoic formations on the surface, by terrigene Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks, by the nappe structure of Tertiary origin and by few post-nappe formations. The Flysch Belt is essentially built of alternant sandstone and shales. So there are no natural springs of thermal waters nor were they intercepted by drilling.

The Klippen Belt is characterized by the lack of pre-Mesozoic rocks, by few Triassic sedimentary rocks, variable thickness of the Jurassic and Cretaceous, and by intricate tectonic style. As for morphology in the Klippen Belt there are larger and smaller klippes mostly composed of Triassic, Jurassic and Cretaceous detrital and marly limestones. The klippes are covered by Upper Cretaceous and Paleogene flysch sediments. So there are no natural springs of thermal waters,neither were they intercepted by drilling.

The Inner Carpathians are characterized by plentiful pre-Upper Cretaceous crystalline schists, Variscan granitoid rocks, Late Paleozoic sedimentary and volcanic rocks, mostly Mesozoic carbonate rocks, pre-Senonian nappe structure, products of Alpine metamorphism, by granitoid rocks and plentiful postnappe sedimentary and volcanic formations. So the Inner Carpathians developed structurally in two stages.

In the first, *pre-Senonian stage* the nappe structure of the Inner Carpathians arose. In that time the tectonic units called the Tatric, Fatric and the Veporic, Hronic and the Gemeric (D. Andrusov 1967, A. Biely—O. Fusán 1965, D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán 1973) formed. In the same time also the nappes of the Fatric (the Krížna and the Vysoká nappes- lower) of the Hronic (the Choč and the Šturec nappes — upper) of the Gemeric (the Strážov, Havranica, Veterník nappes — uppermost a. o.) formed. Now they are exposed mainly in core mountains and in the eastern part of the Slovenské rudohorie (ore mountains). Among the pre-Senonian sedimentary rocks — as regards collectors — most significant are Middle — and Upper Triassic limestones and dolomites.

The second evolutionary stage began *after Laramide folding.* This was a stage of vertical movements, both forming sedimentary basins and re-forming the Inner Carpathians into morphostructural units and blocks. The basins were filled by sedimentary and volcanic formations. In respect of collector properties most favourable are Neogene sands (partly variable clastic products, Paleogene carbonate breccias and conglomerates). As for the Triassic limestones and dolomites the period is significant because they were gradually dissected by faults into elevation and depression tectonic structures. At present the former represent the infiltration areas

and the latter — the accumulation — transport areas of thermal waters, and faults are ascending ways for natural thermal springs.

Considering the second stage of evolution of the Inner Carpathians, in relation to thermal waters they may be divided into (M. Maheľ 1965):

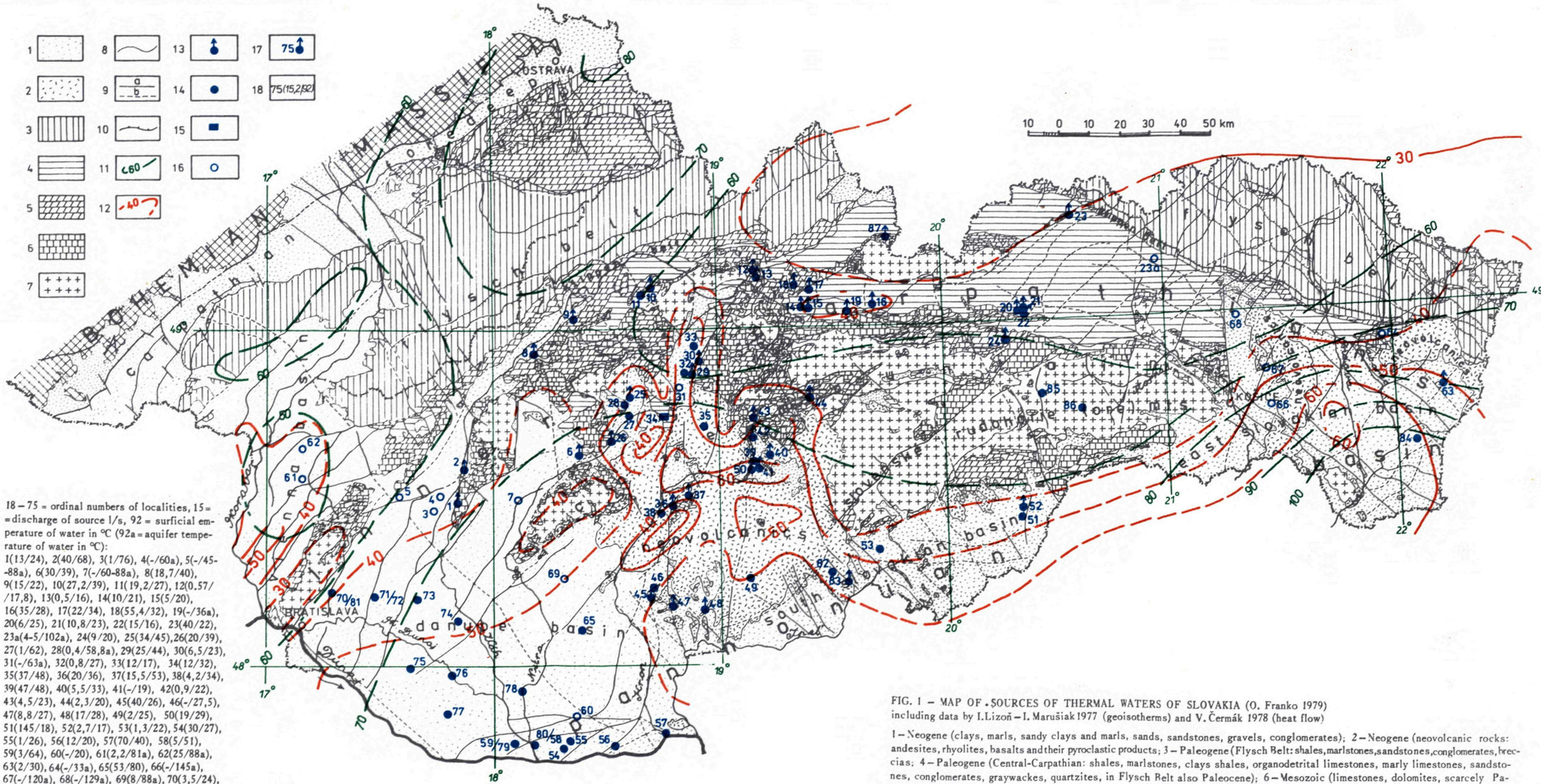
1. a zone of core mountain ranges
2. the Slovenské rudohorie (ore mountains)
3. the area of extension of the Pannonian basin into the Inner Carpathians with a garland of volcanic mountain ranges.

1. *The zone of the core mountain ranges* represents morphostructural elevations and depressions. In the cores of elevations are exposed crystalline massifs overlayed regularly by Late Paleozoic — and Mesozoic covers overlayed in turn by nappes essentially composed by the Mesozoic.

Depressions on the surface are filled by thick Paleogene — and Paleogene — Neogene sedimentary rocks underlayed usually by the same rocks like in adjacent elevations — mountain ranges. The depressions are divided from elevations by longitudinal faults, mostly NE -SW, N-S, E-W, and NW-SE striking, distorted by younger perpendicular faults. Because of their nappe structure, the Triassic limestones and dolomites occur repeatedly above one another being divided by isolators, i. e. the Jurassic-Cretaceous limestones. Number of nappes varies from mountains to mountains (1—2 nappes). In some mountains the typical carbonate mantle is missing and the Krížna nappe rests upon the Lower Triassic of the Tatric or upon the crystalline complex. The absence of the regular mantle and of some nappes in some mountain ranges prevent exact determination of the distribution of Triassic carbonates and of their thickness in depressions. The fact that somewhere in depressions, in uplifted blocks the Choč nappe (e.g. in the bore hole at Bešeňová) is preserved, and in the adjacent subsided block the Krížna nappe (i. e. in the bore hole at Vlachy) is preserved, proves the inversion of movements prior to the Eocene and after the Paleogene. Such phenomena may also be observed in the extension of the Pannonian basin. This fact is very important in respect of possible prospection for waters of variable temperature in different units and depths.

2. *The Slovenské rudohorie (ore mountains)* in the southern part of core mountains also display the elevation character. On the west and in the central part on the east the mountains are built up of crystalline rocks. Mesozoic sedimentary rocks are eroded in the most part; they are only preserved on the north and south of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). The general uparching of the Slovenské rudohorie (ore mountains) proceeded without the formation of Tertiary depressions. Subsidence of limestones and dolomites to greater depth is locally possible, it is, however, not explored thoroughly, especially not in the northern sense.

3. *The area of extensions of the Pannonian basin* comprises the Podunajská (Danube), South-Slovakian and East-Slovakian basins. The area displays the



18 – 75 = ordinal numbers of localities, 15 = = discharge of source l/s, 92 = surficial emperature of water in °C (92a = aquifer temperature of water in °C):
1(13/24), 2(40/68), 3(1/76), 4(-/60a), 5(-/45--88a), 6(30/39), 7(-/60-88a), 8(18,7/40), 9(15/22), 10(27,2/39), 11(19,2/27), 12(0.57/ /17,8), 13(0,5/16), 14(10/21), 15(5/20), 16(35/28), 17(22/34), 18(55,4/32), 19(-/36a), 20(6/25), 21(10,8/23), 22(15/16), 23(40/22), 23a(4-5/102a), 24(9/20), 25(34/45),26(20/39), 27(1/62), 28(0,4/58,8a), 29(25/44), 30(6,5/23), 31(-/63a), 32(0,8/27), 33(12/17), 34(12/32), 35(37/48), 36(20/36), 37(15,5/53), 38(4,2/34), 39(47/48), 40(5,5/33), 41(-/19), 42(0,9/22), 43(4,5/23), 44(2,3/20), 45(40/26), 46(-/27,5), 47(8,8/27), 48(17/28), 49(2/25), 50(19/29), 51(145/18), 52(2,7/17), 53(1,3/22), 54(30/27), 55(1/26), 56(12/20), 57(70/40), 58(5/51), 59(3/64), 60(-/20), 61(2,2/81a), 62(25/88a), 63(2/30), 64(-/33a), 65(53/80), 66(-/145a), 67(-/120a), 68(-/129a), 69(8/88a), 70(3,5/24), 71(13/52), 72(0,5/28), 73(15/62), 74(8/38), 75(15,2/92), 76(23/74), 77(7,6/92), 78(1,5/63), 79(4/45), 80(3/39), 81(1,9/47), 82(5/36), 83(-/35), 84(1/80), 85(2,2/22), 86(3/24), 87(35/29) –(these data are in Table 5).

FIG. 1 – MAP OF SOURCES OF THERMAL WATERS OF SLOVAKIA (O. Franko 1979)
including data by I. Lizoň – I. Marušiak 1977 (geoisotherms) and V. Čermák 1978 (heat flow)

1 – Neogene (clays, marls, sandy clays and marls, sands, sandstones, gravels, conglomerates); 2 – Neogene (neovolcanic rocks: andesites, rhyolites, basalts and their pyroclastic products; 3 – Paleogene (Flysch Belt: shales, marlstones, sandstones, conglomerates, breccias; 4 – Paleogene (Central-Carpathian: shales, marlstones, clays shales, organodetrital limestones, marly limestones, sandstones, conglomerates, graywackes, quartzites, in Flysch Belt also Paleocene); 6 – Mesozoic (limestones, dolomites, scarcely Paleozoic); 7 – Mesozoic Paleozoic (acid, basic igneous rocks and metamorphic rocks); 8 – boundaries of geological complexes; 9 – – faults, normal faults, reverse faults: a – established, b – established covered and presumed; 10 – overthrust lines; 11 – heat flow, mW/m²; 12 – geoisotherms at depth of 1000 m below surface, °C; 13 – localities of natural sources (springs); 14 – localities of artificial sources (bore holes); 15 – localities of artificial sources (mining plants); 16 – localities of sources intercepted by exploration bore holes (liquidated); 17 – ordinal numbers of localities of thermal waters (physical-chemical data are in Table 5);

GUDŠ EČ 26-1980

character of a lowland and a depression. In the basins are marine, brackish and freshwater sedimentary rocks of considerable thickness (up to 5—6 km). Pliocene sands in the Podunajská panva (Danube basin) are the best collectors. Neovolcanic rocks in the mountains and in the basins are represented by rhyolites, andesites and their pyroclastic products. In the East Slovakian basin thermal waters are associated with these rocks.

Conditions controlling equal distribution and plentiful occurrences of thermal waters in the Inner Carpathians, their discharge, and physical-chemical properties may be summarized as follows (basing on the above geological survey, O. Franko 1964, 1965, 1972):

1. *Existence of plentiful Mesozoic carbonate rocks*, mainly Middle- and Upper Triassic limestones and dolomites and evaporites in the Permian, Lower and Upper Triassic. The rich distribution of carbonates and evaporites (anhydrite-gypsum) caused a comparatively equal distribution and formation of thermal springs with great yield.

From geochemical viewpoint the factor undermined formation of mostly petrogenic carbonatogenic and sulphatogenic thermal waters. The maximum yield of natural springs of thermal waters ranges up to 50 l/s, scarcely more. Maximal yield up to 100 l/s has so far been obtained by bore hole (the maximal inflow in a bore hole was 160 l/s).

2. *Alpinotypical tectonics of Mesozoic bed sequences* resulted in extensive folds and nappes submerging from slopes of mountain ranges deeper beneath the Tertiary depressions. Thus the conditions for the connection of infiltration and accumulation areas of thermal waters were formed and this guaranteed the existence of natural dynamical reserves of the waters of comparatively high temperatures. Maximal temperatures of natural springs range to 70 °C (Piešťany spa). Waters with temperatures up to 80 °C were revealed by drilling. It is presumed that by the same way waters with temperatures up to 100 °C and occasionally even 150 °C will be revealed.

3. *Young longitudinal and vertical faults* facilitate ascent of waters in natural springs. Together with the first condition, i. e. with plentiful carbonates and evaporites, they control the equal distribution and abundance of natural thermal springs. Longitudinal faults of regional character lead the waters from depth to the surface, and near the surface their function is taken over by vertical faults controlling the position of issues.

The first three conditions are referred to thermal waters of Triassic carbonates. This is also reflected in chemical composition of the waters. As regards natural dynamical reserves, the carbonates are associated with an independent type of thermal HCO_3-Ca-Mg*, HCO_3-SO_4-Ca-Mg, SO_4-HCO_3-Ca-Mg and SO_4-Ca-Mg

* The chemical types of waters express the presence of ions in amounts greater than 10 mval %. The principle is applied in both the text and the tables.

waters, with mineralization (T.D.A) to 5 g/l, scarcely to 9 g/l (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). With Triassic carbonates which no natural thermal springs issue from, mixed types of waters with the Cl-Na component (bound to epigenetic waters from overlaying Tertiary sedimentation basins) are associated. Mineralization of these waters ranges to 14 g/l. In some structures are only waters of Cl-Na type with T.D.S. to 35 g/l, scarcely to 80 g/l.

4. *Existence of Tertiary, mostly Neogene marine and freshwater sedimentary rocks with evaporites* (mainly salts) in the Miocene. Dominant are pelites and beds of psephites and psammites, partly volcanic rocks. This factor undermines distribution of thermal waters especially in the Podunajská panva (Danube basin), Juhoslovenská (South-Slovakian) and East-Slovakian basins. From these sedimentary rocks no natural thermal springs issue. Discharge of free outfow in bore hole ranges from 1 to 23 l/s. Waters encountered by bore holes belong among the waters of the HCO_3-Na-Ca-Mg, HCO_3-Na, HCO_3-Cl-Na, Cl-HCO_3-Na and Cl-Na type as regards their chemical composition. Mineralization of these waters ranges from 0,5 to 20 g/l.

5. *Germanotypical structure of Tertiary sedimentary rocks deposited in a dish-like form during the Pliocene.* This factor caused deeper subsidence of Paleogene and Neogene collectors. They are warmed and supplied with infiltrating waters from margins of mountain ranges and from fluvial deposits. The dish-like form of the central depression in the Podunajská panva (Danube basin) facilitates mutual interconnection among collectors and increasing temperature of waters toward the centre. By deep drilling to depth of 2500 m, scarcely to 3000 m, waters of surface temperatures ranging from 20 to 94 °C were encountered in Tertiary sedimentary rocks. The connection of Tertiary collectors and infiltrating waters (mainly on margins of mountain ranges and in the upper zone of depression) both in the zone of core mountains and in extensions of the Pannonian basin undermines the existence of natural dynamical water reserves. In deeper parts of depressions without connection with infiltrating waters are only natural static reserves. There are mostly waters of the Cl-Na type and T.D.S. to 35 g/l. Mineralization of the so-called salt brines ranges to 220 g/l, scarcely to 480 g/l. It is presumed that from Tertiary sedimentary rocks waters with temperatures to 100 °C, or even 150—180 °C may possibly be obtained.

6. *Late Tertiary volcanism.* This factor is essentially associated with the most part of juvenile CO_2 and together with fault tectonics undermines formation of carbon dioxide thermal waters. The Late Tertiary volcanism also participated in forming of favourable geothermal conditions.

7. *Favourable geothermal conditions.* The conditions result actually in increased values of geothermic gradient and of the earth's heat flow facilitating obtaining more and warmer waters from smaller depth because they take earth heat from smaller areas in contrast to regions with average conditions.

Solution of state research task

Untill 1970 sufficient amount of data on deep structure (S. Ďuratný et al. 1965, 1968; T. Buday—A. Dudek—J. Ibrmajer 1968; O. Fusán et al. 1971), geothermal conditions (M. Macur 1963; V. Čermák 1968, O. Franko 1969) and on thermal waters (M. Maheľ 1952; O. Hynie 1963; O. Franko 1964, 1969, 1970; M. Dlabač—M. Michalíček 1964; J. Pagáč 1968; L. Škvarka 1969; A. Porubský 1970) of the West Carpathians had been collected to inform about possible gaining of new sources of thermal waters.

Possible finding of new sources of thermal waters with temperatures higher than in natural springs was mentioned for the first time by O. Franko (1964) in a work concerning problems of the research of thermal waters in Slovakia. According to O. Franko, thermal waters should be looked for in deepest parts of reservoirs in inner depressions. O. Franko (1964) also mentioned the Vienna Basin where in an oil bore hole Lakšárska Nová Ves-2 surface temperatures of waters were 82°C. The waters come from Triassic carbonates in depth of 1900 m. In Tertiary sedimentary rocks, particularly in the Podunajská nížina (Danube lowland) in the oil bore hole Diakovce-1 at depth of 2500—3000 m, aquifer temperatures of waters were 138 °C.

Later on, in Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava, the theme was treated in studies for the State Commission on Technology (O. Franko 1966), for UNDP (O. Franko et al. 1968), for the Institute of tourism (O. Franko 1969), and for the Slovak Geological Office and for the Government Authorities of Slovakia (O. Franko 1971). For UNDP was later on made another study on the entire Czechoslovakia (O. Franko—J. Jetel 1973). Data on this theme were collected in the years 1964—1970 and published by O. Franko (1969, 1970, 1970a, 1971, 1972). Most valuable was finding comparatively favourable geothermal conditions in Slovakia.

In entire Slovakia about 20 prospective structures and areas (O. Franko 1972) were determined.

Their number and prospectiveness were judged according to general and regional data on thermal waters and according to the degree of geological exploration in the respective areas and structures. Degree of prospectivity of the areas and structures was determined on the same basis. We expected the discharge of free outflow in one bore hole from Triassic carbonates to be up to 50 l/s, and from Tertiary collectors — to 20 l/s. We also expected to get the minimum 600 l/s of thermal waters with the average temperature 80 °C (O. Franko 1972).

On the ground of new data the estimated value is increased to 1—2 m^3/s (O. Franko 1975, O. Franko—M. Račický 1975).

The research of geothermal resources is supervised by Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava. Since 1971 the problem has been solved as a state task entitled „Basical research of spatial distribution of earth heat and of geothermal

resources in the West Carpathians". The researches are based on „Ideoprojects" from 1970 (O. Franko et al.) and from 1974 (O. Franko—I. Marušiak et al.). The ideoprojects are worked for the period 1971—1975, prospectively to 1985, and for 1975—1980, prospectively to 2000.

The state task comprises two partial tasks. The first is geothermal research of earth heat. It is realized by Geofysika Brno — Geofyzika Bratislava in cooperation with Geophysical Institute of Czechoslovak Academy of Science in Prague. The second task is geological research of geothermal resources. It is realized by Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava in cooperation with Geofysika Brno — Geofyzika Bratislava.

For at least rough definition of problems related with utilization of the sources of geothermal energy a technological-economical study on recovery and utilization of expenses on getting heat from traditional fuels has been worked out (Z. Papež et al. 1974).

For hydrodynamical tests and their valuation in the research of resources of geothermal energy a methodical manual was compiled within the research task in the years 1974—1976. The manual was entitled: „Research of collectors of thermal waters by pumping tests" and it was made by Institute of Geology of Faculty of Natural Science of the Comenius University in Bratislava (I. Mucha 1976).

In the state research task another two partial tasks have been solved since 1979 (M. Račický 1977). The task „Purification and treatment of thermal waters" is solved by Water-Research Institute in Bratislava.

The task: „Study of technological-technical problems of exploitation and utilization of heat power from geothermal sources of the West Carpathians in Slovakia" is solved by the Research Institute of geological Engineering in Brno".

The above mentioned facts show that the problem of complex utilization of geothermal energy has not been solved as yet. The main problem is research, projects and economical valuation of these resources.

Progress and methods of the research

The researches are carried out in two parallel directions:

a) researches in entire Slovakia

b) researches of defined prospective areas and structures.

a) Throughout Slovakia mainly geothermic investigations are carried out (I. Marušiak—I. Lizoň 1976; I. Lizoň—I. Marušiak 1977). In the years 1971—1979 the results of former geothermic and thermometric log measurements were collected, deposited in archives and worked up into heat graphs and maps. Besides that, precise geothermic measurements in favourable ancient and new bore holes realized within geological researches and exploration for various purposes. Measurements of heat conductivity of rocks, calculations of geothermal gradients

and of heat flows are simultaneous with solution of other problems of technological and methodical characters.

Hydrogeological data on thermal waters, i.e. on collectors, on yields of springs and bore holes, on temperatures of waters, their mineralization and chemical composition, chemical composition of gases a.o. (O. Franko 1971) are presented in tables and maps continuously complemented by the results from new bore holes (Fig. 1, Table 5).

b) In 1971 we started the research of geothermal resources by drilling practically in two prospective structures in the Podunajská panva (Danube basin (Fig. 3).

One of them (the central depression) is the most prospective structure in Slovakia. Collectors are Pliocene sands of the Pannonian basin. The other (the Komárno elevated block) is a structure with Mesozoic limestones and dolomites as collectors of thermal waters. The collectors are at depths of 70—700 m in the basement of the Tertiary and they are easy to reach by drilling.

Other prospective areas and structures were geologically and geophysically investigated afore. So the research of new geothermal resources in prospective areas and structures is made gradually according to working stages (O. Franko 1974). The works advance as follows:

If possible, the geological research (mapping) of the area on a scale 1 :25 000 is made first. So it is e.g. in the Liptovská, Turčianska kotlina (depressions) a.o. The research is carried out within the tasks of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava. In some cases the research of geothermal resources must start without geological research. Then it is based on older geological basis on a scale 1 : 50 000. This is the case of thermal waters in the Komárno elevated block and in the central depression in the Podunajská panva (Danube basin).

Simultaneously with the geological research also geophysical investigations (gravimetry, geoelectric a o.) in a scale 1 : 25 000 were realized. In this way the Liptovská and the Turčianska kotlina (depressions) are investigated. In case that geological research is not realized, then complex geophysical research is made or only additional geophysical measurements. In this way are investigated e.g. the Komárno elevated block and adjacent areas of Bratislava in the Podunajská panva (Danube basin).

The accomplished geological and geophysical researches are followed by the valuation of the entire structure or area. In some cases they are estimated without the preceding geological and geophysical investigations. Estimated are particularly the possibilities of revealing new sources of thermal waters. All the existing data are hydrogeothermally interpreted. On the ground of thus obtained results the exploring geothermal bole holes are planned together with other operations necessary for investigation of hydrogeological structure and of thermal waters. Thus also the Komárno elevated block (O. Franko—L. Zbořil 1972), the Central depression (O. Franko—B. Gaža 1972), adjacent areas of Bratislava (O. Franko—L.

Zbořil 1972), the Žiar depression (O. Franko et al. 1973), and a favourable structure in the Liptovská kotlina (O. Franko et al. 1974);

— the estimation of the structure and discussion of a report were followed by geothermal bore holes, and /or additional geological operations and geophysical measurements;

— for every bore hole a geological project will be worked out. After having been approved of by specialists of Dionýz Štúr Institute of Geology the project will be discussed in the „Commission on approbation of deep bore holes in basical research, at the Slovak Geological Office;

— In the course of the research, reports are worked out on every bore hole;

— Accomplished basical hydrogeothermal research of the respective structure is followed by a final report including valuation of prospective reserves, discussion on possible utilization of the thermae revealed, suggestions of their protection and information on their complex regime as well as a proposal for further researches.

In accordance with the program mentioned, geological and geophysical research of the Liptovská kotlina (depression) on scale 1 : 25 000 is being accomplished, and the Turčianska kotlina (depression) is still investigated. Geological research in the Bánovská and the Rajecká kotlina (depressions) is carried out as well as geophysical research in the Hornonitrianska kotlina (depression) and in the Central-Slovakian neovolcanic region. In the following years, geophysical research in the Žilinská, Bánovská and the Trenčianska kotlina (depressions) will be carried out. The Vienna basin, the Podunajská and the East Slovakian basins are investigated includingly with the exploration of oil-gas. The exploration of oil-gas and of geothermal resources includes the Levočská panva (basin) and Skorušina.

Investigatory geothermal bore holes were accomplished near Bratislava around Chorvátsky Grob. Until 1979 researches in the Komárno elevated block and until 1982 in the central depression will be accomplished. In the Liptovská kotlina (basin) one bore hole was realized. Depth of bore holes varies from 200 to 2000 m. In all structures — with the exception to the Komárno elevated block — the rotary drilling system with clay base drilling fluid is applied. Core is taken by each 100 m in 5 m length (core recovery required is 75 %, it is made denser if necessary owing to lithology or to stratigraphic boundaries).

Collectors (sands, sandstones) in the central depression were tested in approx. 500 m intervals at a depth of 800—2500 m. In bore holes to 1500 m the collectors are tested in intervals of 800—1500 m by 7" casing filter with a filter-screen prepared on the surface. This procedure was chosen because sands were not diagenetically solidified enough to a depth of 1200—1500 m and prevent quicksand getting in bore holes (cf. Table 8, e.g. bore hole Králová at Senec). As for deeper bore holes, collectors in the lowest part are tested by a 4 1/2"casing filter prepared on the surface and fitted loosely. In upper parts collectors are opened by jet-perforation of cemented 7" casing. After testing the entire bore hole an optimal interval (cf. Table

8, bore holes Topoľníky, Tvrdošovce, Hor. Potoň) is chosen for observations of long duration and possibly for recovery (in dependance upon technological state of the bore hole), according to testing results from single segments (temperature of water, chemical composition of water, capacity of inflow a.o.).

Collectors in bore holes are found by log methods, *electric measurements* (measuring specific resistivity, natural potential, microresistivity measurements, FES, continuous measurements of drilling fluid resistivity), *radiological measurements* (GM, NGM, GGM), *thermometry* (measurements of temperature of bottom and continuous measurements of temperature) and *technological measurements* (cavernometry, inclinometry).

Hydrodynamic tests of single segments consist of two parts.

a) starting operation of the bore hole

b) hydrodynamical tests of short duration.

Hydrodynamic test from the interval chosen observations of long duration from the third part:

c) from hydrodynamical test of long duration

a) *Starting operation of the bore hole* (approx. 1—3 weeks) comprises purification of the bore hole and replacement of thechnological water by aquifer water. Temperature and conductivity of water are controlled. Activity of filters and of perforated casing is measured by reometer (hydrological wing).

b) *Hydrodynamical tests of short* (approx. 1 week) *duration* consist of an initial recovery test from measurement of productivity of the bore hole, checking recovery test measurements of pressure and thermal gradients, and of distribution of inflows in the open segment.

The initial recovery test consists in measuring the reservoir pressures and pressures on the mouth of the bore hole (there are free outflows from bore holes), and in measuring water table in bore holes. The test is accomplished when stabilized state lasts for approx. 1/3 of the log time cycle. Otherwise the test lasts for 48 hours at one application of the deep pressure gauge.

Productivity of bore hole is measured at the minimum three stages by the method of constant depression (at free outflows from bore holes) or by the method of constant discharge (at pumping from bore holes). The first stage must last as long (approx. 6 hours) as a linear course of 1 logarithmic time cycle appears in semi-logarithmic scale (depression or yield to log. of time). The last stage is prolonged by twice summary of time of all stages. In each stage the pressure (water table) is measured on the mouth of the bore hole and in the reservoir, the point of gas evasion, discharge and temperature of water are determined, both water and gas are sampled for physical-chemical analyses. Waters are also sampled for determinations of their age and origin (isotopical analyses).

The checking recovery test follows measurements of productivity of the bore hole. For a stabilized stage the same criteria are applied as for the initial recovery

test. The checking recovery test lasts at most 3× 48 hrs (the deep pressure range is applied three times).

c) *Hydrodynamical test of long duration* lasts three months. In bore holes with free outflow the outflow is traced on fully open bore holes.

Once in a month, the discharge, reservoir pressure and temperature, gas amounts are measured and water and gas are sampled by members of hydrodynamical group. Dynamical value of pressure on the mouth of the bore hole, discharge, water temperature, air temperature and air pressure are measured daily. A test of long duration is to be followed by a recovery test until stabilization of pressures. The deep pressure gauge is applied three times after 48 hrs. In case that the pressures do not stabilize for that time, they are measured always after a month until stabilization.

The hydrodynamical test of long duration is followed by a three years' period of weekly measurements of regime, and annual checking hydrodynamical measurements.

Data resulting from hydrodynamical tests are valuated by methods of unsteady flow (O. Franko—I. Mucha 1974, 1975).

Geothermal field

Regional pattern of the distribution of the geothermal field of the West Carpathians was presented by I. Lizoň—I. Marušiak (1977). I have taken it over. The pattern is on the map of sources of thermal waters of Slovakia (Fig. 1) and in vertical course of average temperatures and of geothermic gradients (Fig. 2) in some areas of the West Carpathians (I. Marušiak—I. Lizoň 1976, I. Lizoň—I. Marušiak 1977). The course of geoisotherms at a depth 1000 m below the surface is based on measurements of temperatures in deep exploratory bore holes for oil-gas, in deposits of metalliferous and non-metalliferous resources, and in bore holes of basical geological research. In the Vienna Basin and in the East Slovakian basin also point data on aquifer temperatures in production oil and gas bore holes were applied. In frontier areas the data from Poland and Hungary were used. Isolines of the heat flow are taken over from V. Čermák (1978).

On the ground of the distribution of temperatures at depth 1000 m beneath the surface, and according to the course of geothermic gradients known values of heat flow the West Carpathians are divided into two parts. The first part comprises the Outer Carpathians and the central part of the Inner Carpathians, the second consists of the neovolcanic rocks (volcanic garland) with adjacent intramontane depressions, and of Neogene basins of the Inner Carpathians. The boundary between these parts is a belt of intense horizontal thermal gradients on the contact of the volcanic — sedimentary complex with pre — Neogene units of the central part of the Inner Carpathians.

The Outer Carpathians are characterized by monotonous course of the

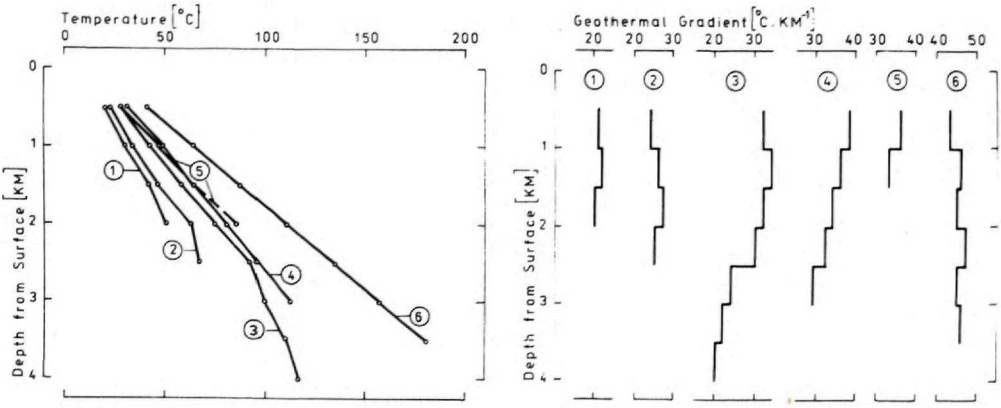


Fig. 2 Vertical course of average temperatures and geothermal gradients in some areas of West Carpathians (I. Lizoň—I. Marušiak 1977).

thermal field without any conspicuous anomalies of regional character. In the foredeep and in the western part of the Outer Flysch, temperatures range from 31—36 °C at a depth of 1000 m. On the contact of these units no considerable thermal difference was found. The average values of the geothermic gradient to a depth 2500 m are in the interval of 24—27 °C/km. In the most part of the Outer Flysch, on the Polish territory, temperature is lower than 30 °C at 1000 m depth. Values of heat flow from the foredeep and from the western part of the Outer Flysch are in the interval of 44—104 mW/m^2, the average being 74 mW/m^2 (calculated from 30 boré holes). Characteristic of the eastern part of the Outer Flysch is based only on data from Poland and from the northern parts of the East-Slovakian Neogene basin.

The course of geothermal field *in the zone of core mountains* of the Inner Carpathians is interpreted only on the basis of a few data from intramontane depressions and according to the course of the geothermal field on the contact with volcano-sedimentary complex (neovolcanic rocks).

Data on geothermal conditions in *the Spišsko-gemerské rudohorie* (ore mountains) are concerned only with the western part of this unit. Extrapolation of the data on the entire region shows that in contrast to other units of the West Carpathians in this one the average temperatures and geothermal gradients are lowest. Like in the Central-Slovakian neovolcanic region, temperature displays certain relation to the surface topography. Values of heat flow are in the interval of 45—64 mW/m^2, the average 58 mW/m^2 being calculated from three bore holes.

On the boundary between pre-Neogene units of the Inner Carpathians and the Neogene sedimentary-volcanic complex are intensive horizontal thermal gradients traceable on the eastern periphery of the Vienna Basin, on the periphery of the Hornonitrianska and the Turčianska kotlina (depressions), along the northern and

eastern margins of the Central-Slovakian neovolcanic regions, and on the western and northern margins of the East-Slovakian Neogene Basin. The horizontal course of thermal gradient on the contact of Neogene basins and inner depressions with pre-Neogene formations is partly distorted by construction of a map of depths from the surface. The distortion is due to differences in altitudes above sea level. Actual pattern of the course of horizontal gradients may be obtained by constructing a map of geoisotherms on a level in relation to the sea level. In regional extent the correction is reduced to correction to adiabatic gradient which will not result in any essential changes. Horizontal thermal gradients are therefore interpreted as a result of changing heat conductivity of rocks since in this zone the corresponding alterations of heat flow have not been found so far.

Generally, data on temperature and on heat flow in the area of the West Carpathians are variable which is also reflected in the estimation of geothermal conditions. Most data are concerning the Vienna Basin and the East Slovakian basin (oil-gas exploration), and Central-Slovakian neovolcanic region (ore exploration). These areas were investigated most thoroughly.

In the Vienna Basin the highest temperature is in the area of the Láb-Lakšár elevation. At a depth of 1000 m the temperature exceeds 50 °C, it is however, rapidly decreasing to 32 °C southeastward. The decrease is due most likely to cooling effect of ground waters infiltrating into deeper parts of the basin from northwestern slopes of the Malé Karpaty mountains. Northwestward od fhe Láb-Lakšár elevation, temperature is slowly decreasing to approx. 35 °C and without any conspicuous transition gets near temperatures measured in the most part of the foredeep and of the Outer Flysch. Geothermic gradient decreases with depth in the Láb-Lakšár elevation but it is practically unchanged in the northwestern part of the basin. In the bore hole Rohožník—1 situated near the Malé Karpaty mountains, the geothermic gradient increases with depth and thus it partly supports the idea of cooling effects of ground waters. The highest values of the heat flow (calculated from 9 bore holes) are in the Láb-Lakšár elevation with the maximum in the bore hole Láb—90 (62,64 mW/m^2). The values of heat flow out of the area of the elevation range from 40 to 49 mW/m^2.

The East Slovakian Neogene basin is geothermally most active area of the West Carpathians. Geothermal field is comparatively stable here both in the horizontal and the vertical senses. Highest temperatures were measured in the central part of the basin, approximately above the areas of submerged intrusive bodies. In the bore hole Zatín—1 the temperature of 64 °C was measured. This is the highest temperature measured so far at a depth 1000 m in the West Carpathians. A local thermal depression was found near the bore hole Sečovce-1 (54 °C). The temperature decreases rapidly toward the Outer Flysch. In the bore hole MLS-1 the temperature 40 °C, and in the bore hole RH-1 —44 °C was measured. The bore hole MLS-1 is in the Humenné Mesozoic, and the bore hole RH-1 on the southern margin of the

Vihorlat mountains. The zone of high temperatures extends also to the western part of the basin — of the Košická kotlina. Here the temperature at 1000 m depth ranges from 55—65 °C. Values of the heat flow are in the interval 102—113 mW/m^2 with the mean 109 mW/m^2. The intensive geothermal activity of the East-Slovakian basin may be due to the elevation of Mohorovičič discontinuity, to Neogene volcanic activity and also to intensive cementing (diagenetic) processes associated with recent subsidence of the Earth's crust.

In the Central Slovakian neovolcanic region the thermal field is considerably variable in both the horizontal and the vertical senses. In local sense the thermal field is affected by more geological phenomena. Their influence is different in different areas. It is the influence of deep structure, variable share of different lithological types of rocks, Neogene volcanism, recent movements of the Earth's crust, thermally active tectonics, circulation of ground waters a.o. Highest temperature at 1000 m depth is in the Žiarska kotlina (depression) and in the Zvolenská kotlina (depression) i.e. more than 60 °C whereas in the Štiavnické pohorie and the Vtáčnik mountains are very low temperatures (30—40 °C). In adjacent intramontane depressions the temperatures are approx. 50 °C, decreasing to approx, 49 °C toward core mountains. No conspicuous temperature limit was found on the contact of the Central-Slovakian neovolcanic region with the Podunajská panva (the Danube basin) and the South-Slovakian basin. Heat was measured in four bore holes. Constant values of the heat flow (67—71 mW/m^2) indicate that intensive changes of temperatures are due to changing heat conductivity of rocks. In the Štiavnické pohorie and the Vtáčnik mountains higher heat conductivities may be expected than in depressional structures filled with Neogene sedimentary rocks.

Prospective areas and structures

Of thermal waters typical are reservoirs of confined ground waters i.e. confined water table. In our country the reservoirs are mostly associated with open, semi-open and closed hydrogeological structures, scarcely with semi-closed structures (O. Franko 1975a). Open are structures with natural intake, accumulation — (and/or accumulation-transportation) and discharge areas. Semi-open are structures with only natural intake-and accumulation areas. Semi-closed structures have natural accumulation- and discharge areas, closed areas have only natural accumulation area. In Slovakia thermal waters are dominantly associated with Triassic limestones and dolomites, less with Neogene sands, andesites and their pyroclastic products (Fig. 3). There are thus mostly reservoirs with karst-fissure (limestones) and fissure-pore (dolomites) permeability of collectors and scarce reservoirs with pore (sands) and fissure and/or fissure-pore (andesites and their pyroclastic products) permeability of collectors. In Slovakia, i.e. in a country without recent volcanism and with well equipped spas in the discharge areas of thermal waters, researches should

be concentrated — with some exceptions (e. t. Malé and Veľké Bielice, Chalmová a.o.) — in their accumulation and/or accumulation-transport areas requiring deep bore holes. Number of positive bore holes is always greater in reservoirs with pore permeability of collectors than in reservoirs with fissure-pore permeability and karst-fissure permeability of collectors. Successful drilling in reservoirs with fissure-pore and karst-fissure permeability requires first of all detail information about geological-tectonical conditions which is often difficult from initial investigatory (wildcat) geothermal drilling.

In respect of possibilities of utilization of thermal energy of thermal waters it is necessary to consider their temperature, amount, mineralization and chemical composition. These parameters are controlled by hydrogeothermic conditions of their spatial distribution. These conditions control the social—economical effectiveness of geological research and utilization of these waters. At the present state of technological progress it is economically effective to utilize waters (e.g. B. F. Mavrickij, V. G. Khelvist 1975, B. F. Mavrickij et al. 1975; B. F. Mavrickij—A. A. Špak 1977; O. Franko 1977, 1979).

a) with temperatures higher than 40 (35) °C;

b) from structures with specific yield of bore holes and free outflow higher than 0,1 l/s . m (or lower);

c) with T.D.S. to 10 g/l (less to 35 g/l) and favourable composition of salts and gases.

a) *In respect of water temperature higher than 40 (35) °C* prospective are structures and areas with geothermal gradient and earth heat flow higher than world average values i.e. 30 °C/1000 m and 60 mW/m^2 (1,43 μ cal/cm^2 . s). In these structures the drilling for waters with the bottom limit of temperature 100 °C does not reach deeper than 3000 (3500)m. This is at present regarded as economically effective depth (e.g. L. J. Muffler 1975, B. F. Mavrickij—W. G. Khelvist 1975, G. Deliste—O. Kappelmeyer—R. Haenel 1975). So in Slovakia besides the Slovenské Rudohorie (ore mountains) — prospective are mostly the central and the southern parts of the Inner West Carpathians (Fig. 1, 3; Tab. 1). In this area the temperature at 1000 m is higher than 40 °C (I. Lizoň—I. Marušiak 1977), and the heat flow — higher than 60 mW/m^2 (V. Čermák 1978). These values increase southwards up to 60 °C at 1000 m and 80 mW/m^2. In the East Slovakian basin the heat flow increases to 113 mW/m^2. In respect of the distribution of favourable collectors, water temperature above 40 °C and depth of drilling to 3000 m prospective are also the „coldest" areas of the Inner West Carpathians, i.e. the Slovenské Rudohorie (ore mountains), the Levočská panva (basin), Skorušina, the Žilinská- and the Trenčianska kotlina (depressions). They are (with the exception of the Slovenské Rudohorie ore mountains) areas on the northern margin of the Inner West Carpathians along the southern margin of the Klippen Belt. In the Levočská panva basin, e.g. in the bore hole Lipany—1 at a depth 3200, are thermal waters with

Table 1. Economically advantageous utilization of thermal waters in respect of their temperature higher than 40 (35°C)

bore holes to 3000 (3500) m	Temperature °C in 1000 m*	Prospective areas and structures
	60	Beša — Čičarovce structure
	60—50	central depression, Central-Slovakian neovolcanic rocks, Hornonitrianska- and Turčianska kotlina (depressions), Strháre-Trenč graben, Transdanubian mid-mountains in central- and Dubnica depressions, Levice block, Košická kotlina (depression), Komjatice depression
	50—40	Lakšár-Šaštín elevation, Trnava- and Topoľčany bays, Bánovská- and Liptovská kotlina (depressions), Nitriansky chrbát (ridge), Humenský chrbát (ridge), Rimavská kotlina (depression)
	40—30	Levočská panva (basin), Žilinská- and Trenčianska kotlina (depressions), Skorušina, Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)
	30—20	Komárno elevated block

* Annual average air temperature is about 7°C in Slovakia

reservoir temperatures 102 °C. Likewise in the Slovenské Rudohorie (ore mountains) in the bore hole GVL-2 at Nižná Slaná, at a depth 1300 m is temperature 39 °C. At 3000 m even temperature of 70 °C may be expected.

b) *In respect of specific yield of bore holes with free outflow above 0,1 l/s . m.* favourable are areas with the transmissibility coefficient T of collectors higher than 10 m^2/day, and the pressure of water on the mouth of bore holes as high as possible (Tab. 2). The coefficient T controls the yield of bore holes and the pressure on the mouth of bore holes controls the yield of free outflow. The yield of free outflow is economically significant because it is dominantly utilized from bore holes. These characteristics facilitate production of bore holes for more than 25 years, the yield of bore holes being more than 10 l/s (B. F. Mavrickij—V. G. Khelvist 1975). Data from the bore holes realized are evidence of the limit values of specific yield and of the coefficient of transmissibility and thus the yields of free outflows from bore holes are above 10 l/s.

In the central depression of the Podunajská panva (Danube basin), the values measured are within the range mentioned. Specific yield: 0,31—0,82 l/s . m, coefficient T of Pliocene sands: 19—335 m^2/day, water pressure: 0,22—0,56 MPa, yield 8,5—25 l/s.

Among Triassic carbonates the following values have been measured. In the Komárno elevated block of the Podunajská panva (Danube Basin) the specific yield ranges from 0,21—27,0 l/s. m. and the yield from 0,5—75 l/s. In the bore hole at Podhájska, in the Levice block of the Podunajská panva (Danube basin) the pressure is 0,26 MPa and yield 53 l/s (tested for a short time), so the specific yield is 2,0 l/s . m.

Table 2. Economically effective utilization of thermal waters in respect of specific yield of bore holes with free outflow higher than 0,1 l/s . m

Prospective areas and structures	Specific yield (l/s . m)	Transmissivity coefficient T (m^2/day)	Static pressure on collar of bore hole MPa	Discharge of free outflow l/s
	>0,1	>10	highest possible	>10
Komárno elevated block	0,21—27,0	10,3—10.800	—	0,5—75,0
Levice block	2,0	—	0,26	53
Inner depressions (Hornonitrianska, Liptovská, Zvolenská kotlina)	0,10—0,71	—	0,7—1	13—50
central depression	0,31—0,82	19—335	0,22—0,56	8,5—25
Lakšár-Šaštín elevation	0,15	—	0,1—1 (1,6?)	25 (?)
Trnava bay	—	—	0,4	—

In the Trnava bay of the Podunajská panva, in the bore hole Trakovice—1 the pressure 0,4 MPa was measured. In the Komjatice depression of the Podunajská panva (basin) in the bore hole Vráble—1 the outflow of 8 l/s was measured. In the Vienna Basin the water pressures in the Lakšár elevation range from 0,1—1 MPa (bore holes LNV—2, LNV—4) and in the Šaštín elevation in the bore hole Š—9 the pressure reached up to 1,6 MPa (?) at the outflow 25 l/s so that specific yield value is 0,15 l/s . m.

In inner depressions — the Liptovská, Hornonitrianska and Zvolenská kotlina (depressions), in the bore holes at Bešeňová, Koš, Kováčová, the values of specific yield range from 0,19—0,71 l/s . m, pressure 0,7—1 MPa, and yield 13—50 l/s.

c) *In respect of mineralization of waters and favourable composition of salts and gases* (Table 3) most suitable are structures with intensive exchange of waters and /or with great influence of vadose waters (r HCO_3/r Cl 10). Such are first of all open hydrogeological structures in core mountains, in the Slovenské Rudohorie (ore mountains) and in the area of Late-Tertiary volcanic rocks with natural thermal springs. There water circulation is associated with Mesozoic (Triassic) carbonates. Among these structures are the Trnava- and the Topoľčany bays (northern parts) and the Komárno elevated block in the Podunajská panva (Danube basin), the Strážovské vrchy mountains, the Žilinská-, Liptovská-, Trenčianska- and Hornonitrianska kotlina (depressions), Central-Slovakian neovolcanic rocks and the Rimavská kotlina (depression). In these structures are very slightly (T.D.S. to 1 g/l) and slightly (T.D.S. 1—5 g/l) mineralized waters, of HCO_3—Ca—Mg, HCO_3—SO_4—Ca—Mg, SO_4—HCO_3—Ca—Mg and SO_4—Ca—Mg types (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975). Waters with a share of epigenetic waters of Cl-Na type with T.D.S. exceeding 5 g/l (e.g. Dudince and Malinovec in the Central-Slovakian neovolcanic region — SE part) are an exception. As for gases in open structures the waters contain mainly CO_2 (less H_2S).

Escape of gas is followed by incrustation. Since these waters do not contain NaCl they may be released into surface flows. The release is controlled by temperature of thermal waters and by the rate of discharge in surface flows. Areas and structures with waters of such mineralization and types belong among the most prospective reservoirs of thermal waters associated with Mesozoic carbonates. Demands for qualitative protection of surface streams are determined by the Slovak Government in a document of 26th March 1975. The document includes indexes of the admissible amount of materials contained in surface streams. In respect of physical-chemical properties of thermal ground waters some of them are in Table 4.

The second place is occupied by the areas of dominantly semi-open structures with preserved influence of infiltrating waters (r HCO_3/r Cl = approx. 10 – 1). Among these structures are: the central depression of the Podunajská panva

Table 3. Economically effective utilization of thermal waters in respect of their T.D.S. to 10 g/l, less to 35 g/l and favourable chemical composition

M (g/l)	Chemical type of water (>10 mval % of ions)	Gas content	Incrustation / liquidation of waters	Prospective areas and structures	Hydrogeological structures	r HCO_3 / r Cl
0,7–5 (5–10)	HCO_3-Ca-Mg HCO_3-SO_4-Ca-Mg SO_4-HCO_3-Ca-Mg SO_4-Ca-Mg	CO_2 H_2S N_2	yes / into superficial streams	Komárno elevated block, Hornonitrianska-, Žilinská-, Liptovská kotlina (depressions), Levočská panva (basin), Central-Slovakian neovolcanic rocks, Rimavská kotlina (depression)	open	>10
0,5–10 (10–14)	HCO_3-Ca $SO_4(HCO_3)$-Na $Cl(HCO_3)$-Na(Ca) $Cl(SO_4)$-Na(Ca) HCO_3-Na HCO_3-Cl-Na Cl-HCO_3-Na	CO_2 H_2S N_2 CH_4	probable / into superficial streams	central depression (Upper Pannonian and Pontian), Lakšár-Šaštín elevation, Trnava- and Topoľčany bays, Bánovská- and Trenčianska kotlina (depressions), Strháre-Trenč. graben, Nitriansky chrbát (ridge), Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)	semi-open	1–10
10–35 (0,7–3)	Cl-HCO_3-Na Cl-Na HCO_3-Cl-SO_4-Ca--Na-Mg	CH_4 N_2 CO_2 H_2S	intense / reinjection	central depression (Lower Pannonian), Levice block, Humenský chrbát (ridge), Košická kotlina (depression), Beša--Čičarovce structure, Transdanubian mid-mountains in central- and Dubnica depressions	semi-closed closed	<0,1
>35	Cl-Na	CH_4 N_2 CO_2	intense / reinjection	Komjatice depression	closed	<0,1

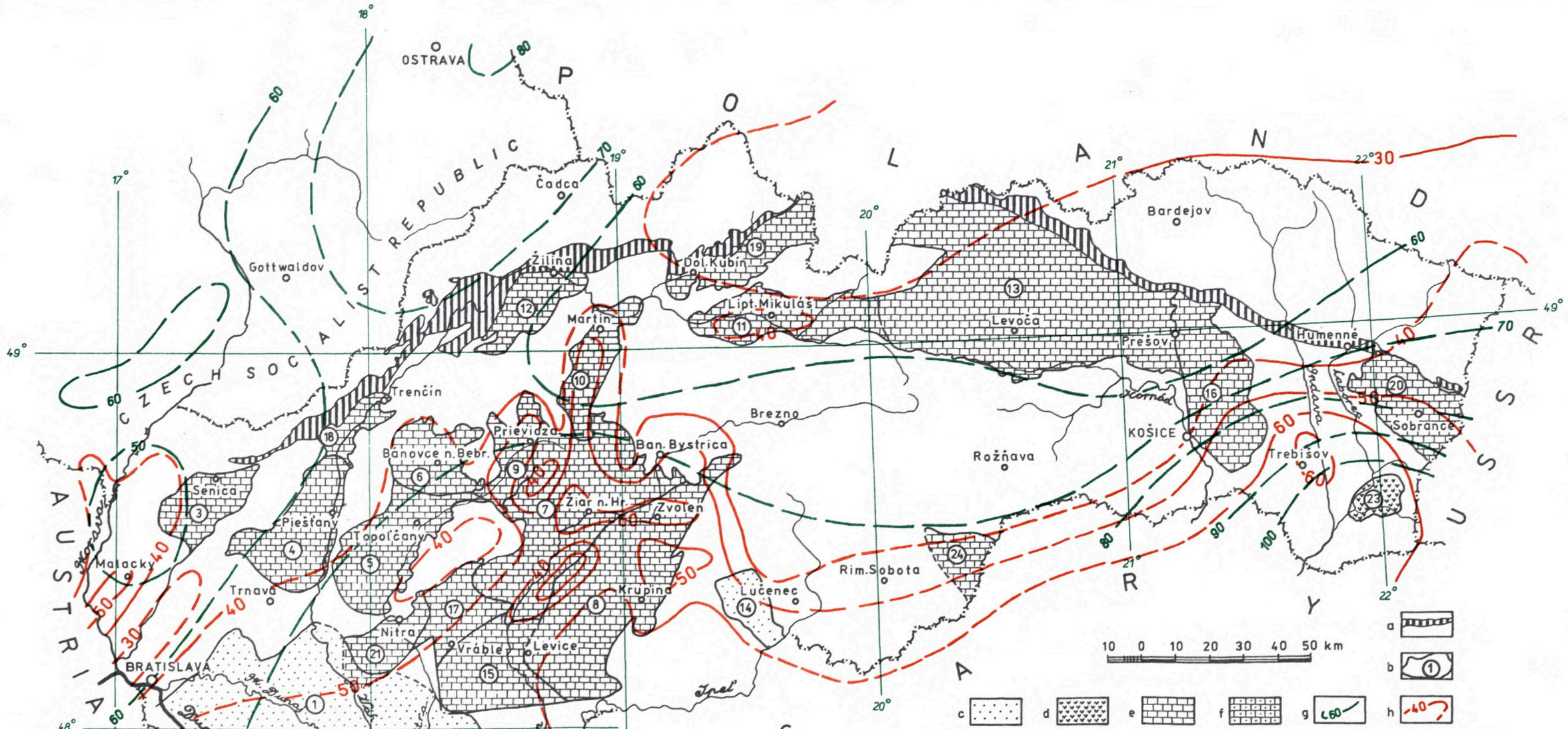


FIG. 3 – MAP OF PROSPECTIVE AREAS AND STRUCTURES OF GEOTHERMAL SOURCES IN SLOVAKIA (O.Franko 1978) including data by I.Lizoň – I.Marušiak 1977 (geoisotherms) and by V.Čermák 1978 (heat flow)

a – Klippen Belt; b – defined areas and structures; collectors; c – Neogene sands; d – Neogene andesites and their pyroclastic products; e – Mesozoic dolomites, limestones, quartzites; f – Mesozoic dolomites, limestones, quartzites, covered by Neogene sands; g – heat flow, mW/m²; h – geoisotherms at depth 1000 m below surface, °C; defined areas and structures: 1 – Central depression; 2 – Komárno elevated block; 3 – Lakšár-Šaštín elevation; 4 – Trnava bay, Topoľčany bay; 6 – Bánovská kotlina (depression); 7 – Central-Slovakian neovolcanic rocks (NW part); 8 – Central-Slovakian neovolcanic rocks (SE part); 9 – Hornonitrianska kotlina (depression); 10 – Turčianska kotlina (depression); 11 – Liptovská kotlina (depression); 12 – Žilinská kotlina (depression); 13 – Spiš-Šariš region; 14 – Horné Strháre-Trenč graben; 15 – Levice block; 16 – Košická kotlina (depression); 17 – Komjatice depression; 18 – Trenčianska kotlina (depression); 19 – Skorušina; 20 – Humenský chrbát (ridge); 21 – Nitriansky chrbát (ridge); 22 – – Transdanubian Middle Range in central- and Dubnica depressions; 23 – Beša-Čičarovce structure; 24 – Rimavská kotlina (depression).

GUDŠ EČ 25-1980

(Danube basin) mostly with Pontian and Dacian (formerly Upper Pannonian) sands, the Horné Strháre—Trenč. graben in the Ipeľská kotlina (depression) with Eggenburgian sands; the Trnava — and Topoľčany bays (southern parts) with Triassic carbonates, the Lakšár-Šaštín elevations with Triassic carbonates in the Vienna Basin. Position of Mesozoic carbonates of the Transdanubian Middle Range in the central and the Dubnica depressions subsiding deep (1—3—4 km) along the Komárno and Kravany faults from the Komárno elevated block and thus separable, is unclear.

Mineralization and type of chemical composition of waters in the bore holes M-1 at Komárno (depth: 1141—1224, T.D.S 2,7 g/l; SO_4—Cl—HCO_3—Ca—Na), and Mod—1 at Modrany (depth: 2195—2294 m; T.D.S. 0,76 g/l, HCO_3—Cl—SO_4—Na—Ca—Mg) are indicative of a semi-open structure (Table 5) on the one hand, and decreasing yield in the bore hole M—1 at Komárno (from 17 l/s in 1967 to 12 l/s in 1970 and 6 l/s in 1974) and at Komárom (Lengyár, from 33 l/s in 1965 to 18,8 l/s in 1972 and 13 l/s in 1975) are indicative of a closed structure, on the other hand. In the central depressions are slightly (T.D.S. = 1—5 g/l) and medium-mineralized (T.D.S. = 5—10 g/l) waters of HCO_3—Na, HCO_3—Cl—Na and Cl—HCO_3—Na types. As for gases, the waters contain variable amounts of CO_2, N_2 and CH_4. The degree of saturation e.g. with calcite undermines incrustation from waters (e.g. Dunajská Streda, Čalovo, Kráľová at Senec) or no incrustation (Topoľníky, Galanta, Komárno, Tvrdošovce, Horná Potôň). There are problems concerning the release of waters of HCO_3—Cl—Na and Cl—HCO_3—Na types into surface streams. In the Trnava-and Topoľčany bays, in the Lakšár und Šaštín elevations are low to medium-mineralized waters (T.D.S. = to 7 g/l), HCO_3—Ca and SO_4—Ca and/or Na types with variable share of the Cl—Na component. Among gases are CO_2, N_2, CH_4 in variable ratio. In the Lakšár and Šaštín elevations is also H_2S in a great amount. Incrustation is very probable, there will, however be no problems with release of the waters into surface streams. Like in the preceding case it will be controlled by the rate of discharge and by temperature of thermal waters. In unfavourable conditions reinjection will be inevitable.

On the third place areas of semi-closed and closed structures with either slight (r HCO_3/rCl < 1) or no influence of infiltrating waters. In these structures are waters of Cl-Na type with T.D.S. to 35 g/l (high mineralized) and above 35 g/l (T.D.S. to 50 g/l — very high mineralized, T.D.S. above 50 g/l — salt brines). Among structures with T.D.S. to 35 g/l is the central depression with Pannonian (formerly Lower Pannonian) sands and slightly cemented sandstones (bore hole FGT-1 at Tvrdošovce, T.D.S. = 20,2 g/l; bore hole at Horná Potôň, T.D.S. = 12 g/l, the Levice block (bore hole Podhájska-1, T.D.S. = 19,6 g/l) and the Košická kotlina (bore hole Ďurkov-1, T.D.S. = 16—27 g/l; bore hole Kecerovské Pekľany-1, T.D.S. = 21—39 g/l) with Mesozoic carbonates, and the structure Beša-Čičarovce (bore hole Stretava-21, T.D.S. = 13,5 g/l) with Badenian andesites and their

Table 4. Indexes of admissible amount of matter contained in surficial flows

Materials	Values in waterworks streams (mg/l)	Values in other surficial streams (mg/l)
temperature °C	max. 20,0	max. 26,0
dissolved oxygen (O_2) saturation in %	min. 70,0	min. 50,0
concentration of hydrogenions (pH)	6,0—8,5	5,0—9,0
dissolved solids content (mineralization)	max. 500,0	max. 1000,0
total hardness (°N)	max. 20,0	max. 46,0
free hydrogen sulphide (H_2S)	max. 0,0	max. 0,1
chlorides (Cl^-)	max. 200,0	max. 400,0
sulphates (SO_4^{2-})	max. 200,0	max. 300,0
fluorides (F^-)	max. 1,5	max. 2,4
nitrates (NO_3^-) materials	max. 15,0	max. 50,0
calcium (Ca^{2+})	max. 250,0	max. 300,0
magnesium (Mg^{2+})	max. 125,0	max. 200,0
ammonia (NH_4^+)	max. 0,5	max. 3,0
iron (Fe^{2+})	max. 0,5	max. 1,5
manganese (Mn^{2+})	max. 0,2	max. 0,5

pyroclastic products. Unclear is the position of the Humenský chrbát (ridge) with Mesozoic carbonates, representing most likely a semi-closed (in places semi-open?) structure e.g. Sobrance, T.D.S. 9,5 g/l. Among structures with T.D.S. above 35 g/l is the Komjatice depression with Mesozoic carbonates. On the bore hole Vráble-1 are waters with T.D.S. = 56,2 g/l. Structures with waters with T.D.S. higher than 35 g/l may practically be ranked to the fourth place. Among gases are CO_2, H_2S and CH_4 in variable ratio. The waters produce incrusts (e.g. Podhájska) and in the most part they cannot be released into surface streams. There are more ways of their liquidation, one of them being reinjection into favourable rock- and physical-chemical environment of hydrogeological structures.

Physical-chemical properties of thermal waters of Slovakia (Fig. 1) are in Tab. 5.

This order of hydrogeologic structures according to mineralization and chemical composition corresponds to the order according to species and prospectiveness of

Table 5. Physical-chemical data on thermal waters of Slovakia

Area structural	Number of source	Locality mark of source	Q of locality l/s / T of water °C	pH	CO_2 / H_2S mg/l	HBO_2 / SiO_2 mg/l	Main ions mg/l: Cl^- SO_4^{2-} HCO_3^- / Na^+ Mg^{2+} Ca^{2+}	Volum. % of main gases: CO_2 H_2S / N_2 CH_4	T.D.S. of water g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions	r HCO_3 / r Cl	Chemical type of gas >10 volum. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Trnava bay	1	Koplotovce bore hole KB-2	13,0 / 1 24,0	6,28	1093,0 / 4,3	3,77 / 55,68	8 977 1101 / 103 137 464	r96,00 0,47 / 3,23 0,01	2,9	SO_4-HCO_3^--Ca-Mg	80,58	CO_2
	2	Piešťany bore hole V-1	40,0 / 1 68	6,7	151 / 12	3,17 / 70,08	119 558 340 / 91 41 228	r68,40 14,00 / 16,30 0,50	1,4	SO_4-HCO_3^--Ca-Na	1,2	CO_2-N_2-H_2S
	3	Trakovice bore hole T-1	1,0 / 1 76	6,4	1250 / —	57,00 / —	717 774 2787 / 952 152 508	r87,40 — / 9,90 0,10	6,1	HCO_3-Cl-Na-Ca	2,26	CO_2
	4	Madunice bore hole Mad-1	— / 2 60	7,8	— / —	27,20 / —	2056 86 342 / 1285 54 95	r – — / 62,30 34,40	4,0	Cl-Na	0,97	N_2-CH_4
	5	Dubové bore hole D-1	— / 2 45–88	8,4	32,5 / —	138,0 / —	391 548 516 / 499 27 124	r – — / 81,20 9,30	2,3	SO_4-Cl-HCO_3-Ca-Na	0,75	N_2
Topoľčany bay	6	M. and V. Bielice bore hole MB-2	30,0 / 1 39	6,2–6,3	259,6 / 0	2,02 / 1,92	7 4 592 / 18 37 117	r79,00 — / 18,50 0,46	0,78	HCO_3-Ca-Mg	51,32	CO_2-N_2
	7	Obdokovce bore hole Ob-1	— / 2 60–88	7,3	224,4 / —	43,30 / —	190 1059 1907 / 1145 22 112	r – — / 85,50 5,70	4,6	HCO_3-SO_4-Na	5,89	CO_2-N_2
Strážovské vrchy mountains	8	Trenčianske Teplice bore hole V-2	18,7 / 1 40	6,6	271,0 / 5,5	1,87 / 62,56	103 1356 421 / 106 108 489	r82,45 3,34 / 13,73 0,06	2,6	SO_4-Ca-Mg	2,40	CO_2-N_2
	9	Belušské Slatiny Kúpeľný spring	15,0 / 1 22	6,4–6,9	377,0 / 2,8	6,26 / 13,80	114 287 833 / 97 44 277	v28,10 — / 70,60 0,17	1,68	HCO_3-SO_4-Ca	4,3	N_2-CO_2

Data are from publications and from manuscripts in Geofond Bratislava, from reports by GÚDŠ Bratislava, Nafta Gbely, IGHP Žilina

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Žilinská kotlina (depression)	10	Rajecké Teplice bore hole VIII woman swin. pool	27,2 1 39	6,3–6,4	289,00 —	0,00 8,40	2 47 528 4 48 110	^{s}13,80 — 76,70 0,15	0,74	HCO_3-Ca-Mg	176,5	N_2-CO_2
	11	Rajec bore hole RK-22	19,2 1 27	7,15	— —	— —	2 66 323 10 35 69	— — — —	0,52	HCO_3-SO_4-Ca	81,54	—
Liptovská kotlina (depression)	12	Stankovany bore hole STH-1a	0,57 1 17,8	5,6	1223,64 —	— 19,25	28 1368 2133 81 237 806	— — — —	4,71	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	43,69	—
	13	Rojkov lake (LM-109)	0,50 1 16	6,2	1218,0 —	4,05 25,28	26 1533 1110 70 238 524	^{r}97,82 — 2,00 0	3,57	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	25,00	CO_2
	14	Liptovská Štiavnica bore hole LHŠ-1	10,0 1 21	6,6	1973,50 —	— 23,1	32 1041 1509 78 172 587	^{sp}92,76 — 7,19 —	3,44	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	27,50	CO_2
	15	Liptovské Sliače bore hole VSH-1	5,0 1 20	6,5	3163,89 —	— 22,8	64 484 1745 152 153 407	^{sp}95,00 — 4,93 —	3,04	$HC0_3$-SO_4 Ca-Mg	15,88	CO_2
	16	Liptovský Ján bore hole Rudolf	35,0 1 28	5,9–6,2	1250,00 4,0	4,50 24,50	24 836 2062 45 194 672	^{r}98,84 0,36 0,80 —	3,86	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	49,60	CO_2
	17	Bešeňová bore hole BEH-1	22,0 1 34	6,9	2400,31 —	— —	11 1284 1135 64 141 615	^{sp}92,68 — 6,98 —	3,27	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	61,79	CO_2
	18	Lúčky bore hole BJ-101	55,40 1 32	6,0	746,0 —	2,35 17,90	16 1181 863 34 112 564	^{s}57,30 — 42,30 0,11	2,89	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	30,80	CO_2-N_2
	19	Pavčina Lehota bore hole FGL-1	— 2 36,00	8,85	0 —	— 3,40	7 41 213 16 20 42	— — — —	0,37	HCO_3-Ca-Mg	17,45	—

Area structural	Number of source	Locality mark of source	Q of locality l/s / T of water °C	pH	CO_2 / H_2S mg/l	HBO_2 / SiO_2 mg/l	Main ions mg/l: Cl^- SO_4^{2-} HCO_3^- / Na^+ Mg^{2+} Ca^{2+}	Volum. % of main gases: CO_2 H_2S / N_2 CH_4	T.D.S. of water g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions	r HCO_3 / r Cl	Chemical type of gas >10 volum. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Levočská panva (basin)	20	Gánovce Kúpeľný (spring)	6,0 1 25	6,3	1593,00 0,6–0,7	6,09 32,32	28 961 1751 58 214 581	'99,64 0,06 0,30 0	3,65	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	36,65	CO_2
	21	**Švábovce, spring** in mine pit IV. A	10,83 1 23	6,3	1530,00 0	— —	67 652 2391 149 210 620	— — — —	4,09	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	20,70	—
	22	Hôrka new spring	15,00 1 16	6,15	1772,32 negat.	— 21,75	74 1063 2372 612 167 427	— — — —	4,97	HCO_3-SO_4- Na-Ca-Mg	18,69	—
	23	Vyšné Ružbachy Izabela spring	40,0 1 22	6,2	1249,0		16 264 1122 32 98 293	'95,80 0 4,00 0	1,85	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	41,25	CO_2
	23a	Lipany **bore hole Lipany-1**	4–5 2 102	6,9	— —	— —	656 54 769 614 34 48	'12,1 — 73,9 traces	2,19	Cl-HCO_3-Na	0,68	N_2-CO_2
	24	Hranovnica Lake spring	9,0 1 20	6,7	111,0 negat.	— —	4 314 442 8 51 189	— — — —	1,02	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	65,82	—
Hornonitrianska kotlina (depression)	25	Bojnice bore hole Š2-NB	34,0 1 45	6,7	89,4 —	0,23 37,60	4 82 415 18 33 102	'78,9 — 19,5 —	0,67	HCO_3-Ca-Mg	66,00	CO_2-N_2
	26	Chalmová bore hole CH-2	20,0 1 39	6,5	152,2 traces	1,82 52,00	15 1027 384 53 86 367	'86,69 0,13 12,68 0	1,97	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	15,30	CO_2-N_2
	27	Koš bore hole Š1-NB	1,0 1 62	6,3	350,0 —	1,26 41,60	4 296 470 43 29 114	'35,90 — 54,90 2,08	1,09	HCO_3-SO_4-Ca	63,11	N_2-CO_2
	28	Opatovce bore hole NB-1	0,40 2 58,80	6,6	105,3 —	0,93 50,40	5 145 433 30 30 126	'77,00 — 21,60 0,02	0,84	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	50,30	CO_2-N_2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Turčianska kotlina (depression)	29	Turčianske Teplice Modrý kúpeľný (spring)	25,0 1 44	6,7	290,2 0	1,52 41,92	4 487 592 44 61 266	r68,90 0 27,50 0	1,49	SO_4-HCO_3-Ca-Mg	96,04	CO_2-N_2
	30	Mošovce bore hole HV-63	6,47 1 23	6,5–6,6	241,1 0	2,02 23,36	7 143 927 29 73 211	r79,1 0 19,0 st.	1,40	HCO_3-Ca-Mg	82,61	CO_2-N_2
	31	Horná Štubňa bore hole GHŠ-1	— 2 63	6,1+	672,3+ negat.	— 9,96	42 100 1765 315 65 209	— — — —	2,67	HCO_3-Na-Ca	24,50	—
	32	Diviaky bore hole HV-103	0,80 1 27	6,3	382,8 —	1,50 186,88	8 68 1074 170 36 136	r90,70 — 9,06 0,005	1,74	HCO_3-Na-Ca	77,87	CO_2
	33	Socovce bore hole HV-107/A	12,00 1 17	7,0	429,00 —	0,00 112,00	6 178 976 26 66 250	r89,10 — 10,60 0,013	1,66	HCO_3-Ca-Mg	97,67	CO_2-N_2
Central-Slovakian neovolcanic rocks NW-part	34	Handlová, outcrop-pit (IInd level)	12,00 1 32	6,7–7,0	107,40	2,65 25,76	10 941 528 72 102 329	r53,40 0 40,50	2,01	SO_4-HCO_3-Ca-Mg	29,83	CO_2-N_2
	35	Kremnica bore hole KŠ-1	37,00 1 48	7,0	57,20 —	1,22 35,20	4 774 384 45 63 292	— — — —	1,60	SO_4-HCO_3-Ca-Mg	61,16	—
	36	Vyhne bore hole H-1	20,00 1 36	6,8	197,40 —	0,00 22,00	6 230 528 25 43 172	r84,20 — 10,90	1,03	HCO_3-SO_4-Ca-Mg	54,70	CO_2-N_2
	37	Sklené Teplice bore hole ST-1	15,50 1 53	6,3	288,00	0,00 34,10	3 1484 335 23 107 525	r82,30 — 16,70	2,5	SO_4-Ca-Mg	73,30	CO_2-N_2
	38	Zlatno bore hole R-3	4,20 1 34,0	6,6	171,16 0	— 28,37	4 2322 1135 165 314 644	— — — —	4,66	SO_4-HCO_3-Ca-Mg	151,23	—
	39	Kováčová bore hole K-1	47,00 1 48	6,2	695,0 40,60	0,00 26,60	4 1320 732 36 134 521	r98,30 — 1,50 —	2,78	SO_4-HCO_3-Ca-Mg	104,30	CO_2

Area structural	Number of source	Locality mark of source	Q of locality l/s / T of water °C	pH	CO_2 / H_2S mg/l	HBO_2 / SiO_2 mg/l	Main ions mg/l: Cl^- SO_4^{2-} HCO_3^- / Na^+ Mg^{2+} Ca^{2+}	Volum. % of main gases: CO_2 H_2S / N_2 CH_4	T.D.S. of water g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions	r HCO_3 / r Cl	Chemical type of gas >10 volum. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Central Slovakian neovolcanic rocks N-W part	40	Sliač Kúpeľný (spring)	5,52 1 33	6,0	1415,00 0	1,50 17,30	52 1631 1196 57 185 709	s99,50 — 0,50 0,006	3,89	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	13,40	CO_2
	41	Borová Hora jazierko (spring)	N 1 19	6,4	446,00 0,17	1,67 27,20	3 1303 955 37 143 565	r94,80 0,04 4,60 0	3,06	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	163,02	CO_2
	42	Badín well of coop. Farm.	0,92 1 22	6,4	246,00 —	1,12 16,64	4 1260 586 33 124 468	r88,20 — 11,50 0	2,52	SO_4-HCO_3- Ca-Mg	95,05	CO_2-N_2
	43	Banská Bystrica Medokýš spring BB-10	4,55 1 23	6,1	1670,0 2,80	11,26 20,00	61 1011 1594 162 165 507	s84,60 — 15,10 0,06	3,49	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	14,70	CO_2-N_2
	44	Brusno – bore hole BC-1 Ondrej spring	2,30 1 20	6,0	718,00 2,30	14,01 16,90	44 873 939 172 113 332	r94,16 0,26 5,28 —	2,51	SO_4-HCO_3- Ca-Mg-Na	12,30	CO_2
Central Slovakian neovolcanic rocks S-E part	45	Kalinčiakovo Ilona swim. pool	40,00 1 26	6,8	74,30 0	0,75 45,40	18 239 457 44 43 143	r82,10 — 16,70	0,96	HCO_3-SO_4- Ca-Mg	14,90	CO_2-N_2
	46	M. Krškany bore hole HG-1 well	N 1 27,5	7,3	103,40 0	0 86,10	12 232 457 33 24 184	r76,60 — 17,80 —	1,04	HCO_3-SO_4- Ca	22,80	CO_2-N_2
	47	Malinovec bore hole B-3	8,80 1 27	6,1	1152,0 1,00	35,05 20,90	325 571 3184 699 161 515	s99,47 — 0,44 —	5,60	HCO_3-Na-Ca	5,70	CO_2
	48	Dudince bore hole B-3	17,00 1 28	5,2–5,4	1300,0 9,50	29,03 19,30	316 557 3001 666 141 507	s99,78 — 0,21 0,004	5,33	HCO_3-Na-Ca	5,50	CO_2
	49	Cerovo bore hole CK-1	2,00 1 25	7,25	— —	— 145,28	24 12 119 33 1 20	— — 85 —	0,40	HCO_3-Cl-Na-Ca	2,82	N_2
	50	Zvolen bore hole ZVM-1	19,00 1 28,9	6,8	6661,84 —	— 66,0	90 356 2117 464 112 265	sp99,41 — 0,58 —	3,51	HCO_3-Na-Ca-Mg	13,60	CO_2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Rimavská kotlina (depression)	51	Králik lake at swimming pool	145,0 / 1 18,0	7,4	14,96 / —	— / 19,25	7 181 353 / 15 35 121	— — / — —	0,73	HCO_3-SO_4-Ca-Mg	28.90	—
	52	Šafárikovo bore hole RH-1	2,67 / 1 17	6,4	2142,0 / 0	1,83 / 29,76	34 326 1818 / 83 129 442	r98,70 0 / 1,2 0	2,78	HCO_3-Ca-Mg	31,37	CO_2
	53	Lučenec Rakottyay spring	1,33 / 1 22	7,0	289,2 / 0	14,00 / 29,76	480 5 1623 / 1240 20 21	r86,00 0 / 12,00 1,6	4,44	HCO_3-Cl-Na	3,18	CO_2-N_2
Komárno elevated block	54	Patince bore hole SB-2	30 / 1 27	6,95	154 / 4,0	0,00 / 30,08	25 43 475 / 11 47 90	r74,37 2,39 / 21,6 0,08	0,72	HCO_3-Ca-Mg	10,95	N_2
	55	Virt bore hole HVB-1	1,00 / 1 26	7,2	90,2 / 0,6	0,00 / 29,12	25 41 476 / 10 52 90	r64,73 0,53 / 33,77 0,10	0,73	HCO_3-Mg-Ca	10,95	N_2
	56	Kravany bore hole FGKr-1	12,00 / 1 20	7,7	45,76 / —	— / 10,80	17 41 509 / 38 45 82	— — / — —	0,75	HCO_3-Ca-Mg	17,37	N_2
	57	Štúrovo bore hole FGŠ-1	70,00 / 1 40	7,0	90,2 / 0,7	0,00 / 51,8	18 129 390 / 9 27 138	r70,22 0,68 / 26,15 0,11	0,77	HCO_3-SO_4-Mg-Ca	12,4	N_2
	58	Komárno bore hole M-3	5,00 / 1 51	6,45	530,2 / —	18,86 / 51,20	576 955 573 / 370 89 375	r92,77 0 / 6,84 0,27	3,09	SO-Cl-HCO_3-Ca-Na-Mg	0,51	CO_2
	59	Komárno bore hole FGK-1	3,00 / 1 64	6,3	677,60 / —	— / 44,40	433 1008 439 / 310 70 376	— — / — —	2,74	SO_4-Cl-Ca-Na	0,59	CO_2
	60	Modrany bore hole Mod-1	— / 1 20	7,7	8,80 / —	— / —	142 123 281 / 110 30 78	— — / 82,10 —	0,76	HCO_3-Cl-SO_4	1,15	N_2

Area structural	Number of source	Locality mark of source	Q of locality l/s / T of water °C	pH	CO_2 / H_2S mg/l	HBO_2 / SiO_2 mg/l	Main ions mg/l: Cl^- SO_4^{2-} HCO_3^- / Na^+ Mg^{2+} Ca^{2+}	Volum. % of main gases: CO_2 H_2S / N_2 CH_4	T.D.S. of water g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions	r HCO_3 / r Cl	Chemical type of gas >10 volum. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Lakšár and Šaštín elev.	61	Lakšárska Nová Ves bore hole LNV-2	cca 2.2 2 81	7.8	— 209.0	0.00 36.57	2493 1055 586 1592 105 478	— — 27.00 69.1	6.30	Cl-SO_4-Na	0.14	H_2S CH_4-N_2
	62	Šaštín-Stráže bore hole Š-9	25.00 2 88	8.1	17.60 207.40	513.00 —	6084 1068 1098 4623 39 145	— — 34.60 60.3	13.08	Cl-Na	0.10	H_2S CH_4-N_2
Humenský chrbát ridge	63	Sobrance Hlavný spr.	2.00 1 30	6.7	700.0 40.0	24.95 30.40	4010 555 1305 2590 195 527	88.37 3.37 4.08 0.02	9.47	Cl-Na	0.16	CO_2
	64	Humenné bore hole MLS-1	— 2 33	6.8	— —	— —	37 127 439 132 24 38	37.97 — 58.06 —	0.83	HCO_3-SO_4-Na	6.92	N_2-CO_2
Levice block	65	Podhajská bore hole P-1	53.00 1 80	6.6	317.00 —	136.0 40.75	9394 773 1159 5973 106 462	81.40 — 13.30 3.00	18.81	Cl-Na	0.07	CO_2-N_2
Košická kotlina (depression)	66	Ďurkov bore hole Ďur.-1	— 2 145.0	6.8	268.80 —	40.20 —	14889 93 1525 10066 51 80	82.40 — 14.80 1.10	26.80	Cl-Na	0.06	CO_2-N_2
	67	Kecerovské Pekľany bore hole KP-1	— 2 120	7.0	— —	1040.0 —	17441 449 1976 11467 8.5 448	0.40 0 79.00 0	33.40	Cl-Na	0.065	N_2
	68	Prešov bore hole Prešov-1	— 2 129.0	7.0	— —	638.40 —	1461 1036 4476 2931 29 8	96.10 — 3.30 traces	10.90	HCO_3-Cl-Na	1.78	CO_2
Komjatice (depress.)	69	Vráble bore hole V-1	8.0 2 88	6.7	1232.0 —	211.60 —	40058 1204 2391 26105 105 824	43.90 — 44.60 —	71.80	Cl-Na	0.035	N_2-CO_2

1	2	3	4	5	6	7	8			9		10	11	12	13
Central depression of Podunajská panva (basin)	70	Chorvátsky Grob bore hole FGB-1A	3,50	8	70,4	30,18	10	22	293	r64,46	0	0.51	HCO_3-Ca-Na-Mg	17,71	N_2
			1 24		0	43,84	47	16	42	33,75	0				
	71	Kráľová pri Senci bore hole FGS-1A	13,00	6,80	1853,30	0	1322	5	3806	r67,18	—	7.71	HCO_3-Cl-Na	1.67	CO_2-N_2 CH_4
			1 52		—	63,04	1900	26	82	19,69	12,04				
	72	Kráľová pri Senci bore hole FGS-1	0,55	6,35	2093,0	0	24	3	1757	r95,47	—	2.36	HCO_3-Na-Mg-Ca	43.37	CO_2
			1 28		—	11,77	335	78	118	3,88	0,19				
	73	Galanta bore hole FGG-1	15,00	7,45	277,0	13,20	283	3	2043	sp19,71	—	3.27	HCO_3-Na	4.19	**N_2-CO_2** CH_4
			1 62		—	6,40	868	0	11	65,43	12,80				
	74	Diakovce bore hole DI-1	8,0	8,1	18,5	0	5	9	326	r 8,00	?	0.51	HCO_3-Na	41.47	N_2
			1 38		traces	33,30	113	0	11	85,20	0,74				
	75	Dunajská Streda bore hole DS-1	15,20	8,3	158,40	31,30	2452	44	2165	s49,70	—	7.33	Cl-HCO_3-Na	0.49	**CO_2-CH_4**
			1 92		—	104,30	2440	3	22	3,70	46,00				
	76	Topoľníky bore hole FGT-1	23,00	7,4	217,30	8,49	114	32	1202	sp11,10	—	1.95	HCO_3-Na	6,11	CH_4-N_2 CO_2
			1 74		—	62,24	505	1	2	28,10	61,90				
	77	Čalovo bore hole Č-1	7,60	7,8	92,01	39,62	1945	6	1019	sp 0,06	—	4.76	Cl-HCO_3-Na	0.30	**CH_4-N_2**
			1 92		—	120,3	1488	5	40	37,26	41,05				
	78	Nesvady bore hole Kol-3	1,50	6,98	143,40	74,59	6034	1	1647	r59,30	0	12.33	Cl-Na	0.16	**CO_2-CH_4** N_2
			1 63		0	110,10	4080	24	142	15,50	24,07				
	79	Komárno bore hole FGK-1	4	7.7	0	—	184	7	1124	—	—	1.94	HCO_3-Cl-Na	3.55	—
			1 45		—	23,0	550	2	6	—	—				

Area structural	Number of source	Locality mark of source	Q of locality l/s / T of water °C	pH	CO_2 / H_2S mg/l	HBO_2 / SiO_2 mg/l	Main ions mg/l: Cl^- SO_4^{2-} HCO_3^- / Na^+ Mg^{2+} Ca^{2+}	Volum. % of main gases: CO_2 H_2S / N_2 CH_4	T.D.S. of water g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions	r HCO_3 / r Cl	Chemical type of gas >10 volum. %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Central depressions of Podunajská panva (basin)	80	Komárno bore hole M-2	3,0 1 39	7,2	136,40 negat.	— 21,75	348 6 2133 980 6 16	— —	—	3,55	HCO$_3$-Cl-Na	3,55	—
	81	Chorvátsky Grob bore hole PGB-1	1,9 1 47	7,95	46,2 —	20,75 42,56	889 22 274 612 2 17	r53,67 0 22,23 23,16	1,94	Cl-Na	0,18	CH_4-N_2
Horné Strháre –Trenč. Graben	82	Vieska bore hole M-4	5,0 1 36	8,5	0,00 0,60	0,61 48,00	4 19 201 76 1 2	r32,24 1,99 48,90 14,68	0,32	HCO$_3$-Na	32,67	N_2-CO_2-CH_4
	83	Hámor bore hole S-107	— 1 35	—	— —	— —	— — — — — —	— —	—	—	—	—
Beša-Čičár structure	84	Stretava St-21	1,0 1 80	—	— —	— —	7834 70 199 4246 11 733	r 0,85 — 0,70 98,45	13,88	Cl-Na	0,61	CH_4
Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)	85	Vlachovo GVL-1	2,15 1 22	8,6	0 —	— 22,4	20 10 326 135 5 2	r — 83,80 13,30	0,53	HCO$_3$-Na	9,48	N_2-CH_4
	86	Čučma bore hole RS-1	3,00 1 24	8,35	0 —	— 18,63	2 8 223 79 0 10	r — 96,10 0,46	0,36	HCO$_3$-Na	55,30	N_2
Skorušina	87	Oravice bore hole OZ-1	35 1 29	7,3	8,8 —	— 120,8	11 411 206 23 49 138	— —	0,86	SO_4-Ca-Mg	10,5	—

1 = surficial temperature; 2= aquifere temperature; r = dissolved; s = spontaneous; sp = separated; $^+$ = in laboratory

thermal water resources. Among open and semi-open structures natural dynamical reserves of waters may be utilized, i.e. reserves more-or-less permanent and most prospective.

Semi-closed and closed structures are associated with natural static reserves of waters that are limited and less prospective.

Prospective reserves — geothermal balance

There are no hydrogeological data required. At present the parameters are only known from the central depression and the Komárno elevated block in the Podunajská panva (Danube basin). Data obtained and calculated from these structures, and the existing data from other areas were commented in the preceding part and presented in Tab. 2.

We still have at our disposal geothermal data applicable in the valuation of prospective reserves of heat capacity in single areas and structures. But for the formerly quoted hydrogeological data, the geothermic balance would not be reliable.

There are two kinds of reserves of ground waters distinguishable in deep hydrogeologic structures (O. Franko—I. Mucha 1975)

— natural reserves (static and dynamic),

— utilizable reserves (hydrogeologically utilizable and exploitation reservs).

Natural static reserves are referred to as the volume of gravitational water in rocks. They are calculated as the volume of gravitational water, released from an aquifer under the influence of gravity at drawdown of piesometric level to the base of water-bearing rock complex according to the formula:

$$Q\ st. = V \cdot n\ (m^3) \qquad (1)$$

V = volume of the water—bearing complex, n = coefficient of storage.

The static reserves include also elastic reserves. These are characterized as the volume of water, released from the volume of water-bearing rock complex at total pressure drawdown due to the elasticity of the aquifer, characterized by the elastic storativity coefficient S. The elastic reserves are calculated as a volume of water released from the volume of the total aquifer complex V_v at a certain pressure drawdown Δp, according to the formula:

$$Q\ elast. = \frac{V_v \,.\, S_s \,.\, \Delta p}{\gamma}\ (m^3) \text{ or } \quad Q\ elast. = \frac{F \,.\, S \,.\, \Delta p}{\gamma}\ (m^3) \qquad (2)$$

where F is the area of aquifer,

S = coefficient of elastic storativity

S_s = coefficient of specific storativity, and γ is the specific gravity of water.

So the two sorts of reserves have the nature of volume and the times of their exploitation from closed (and/or semi-closed) hydrogeological structures are limitated.

Natural dynamical reserves are characterized as the natural discharge of ground water by the profile of the structure. The natural dynamical reserves are calculated as a discharge of an aquifer complex (through its certain profile) by means of the method of hydraulics of ground waters according to the Darcy's regularity according to the formula:

$$Q\ \text{dyn.} = \frac{T.\ I.\ B}{\mu} \quad (m^3/s) \tag{3}$$

where T is the transmissivity coefficient, I = hydraulic gradient, B — the stream width and μ = dynamical viscosity of water. The formula (3) is only valid for homogeneous flowing in a rock komplex confined by impermeable horizons parallelly from the top and from the bottom. This is the case of the limestone-dolomitic Mesozoic (Middle and Upper Triassic) complexes — confined both from the bottom and the top by impermeable Lower Triassic (Werfenian) and/or Cretaceous (Neocomian), and Upper Triassic — Jurassic, and/or Paleogene and Neogene impermeable sedimentary rocks. In other cases the formula is to be modified. Evidently the reserves show the nature of a discharge of a certain duration, and they may be exploited from open (or semi-open)hydrogeological structures without time limitation. It is just for the calculation of this type of reserves that we do not know the hydraulic parameters necessary (cf. Chapter 2 = Conditions of distribution and occurrence of thermal waters). These reserves are most significant.

Exploitable reserves may be divided into:

— *hydrogeologically exploitable amount* of ground waters of a structure without respect to actually existing recovery drill holes (capture devices);

— *exploitation reserves* of ground waters obtainable from a structure for a certain time by certain recovery drill holes (capture devices). So the exploitation reserves are actual recovered reserves that are always a part of hydrogeologically exploitable amount. Their mutual ratio shows the mode of utilization of hydrogeologically exploitable reserves by means of recovery drill holes in time.

There is another factor to be considered, namely the Earth's heat. In the exploitation of geothermal energy by means of thermal waters not only the amout but also the amount of heat (J. Jetel 1966) are significant. It is then necessary to know the exploitable amount of geothermal energy. Like in waters, here too, dynamical reserves of thermal energy in the form of the heat flow and static reserves in the form of heat in a hydrothermal structure may be distinguished. Utilization of dynamic reserves is unlimited in time whereas exploitation of static reserves is limited in time. Suggestion of exploitable amount of thermal waters should be based on geothermal balance to determine such amount of thermal water

Table 6. Prospective hydrothermally utilizable reserves of thermal energy of thermal waters

No.	Area structure	Area	Specific discharge	Prospective reserves of thermal waters	Temperature of waters of prospective reserves	Heat power of prospective reserves utilising T of waters to 30°C	Heat power of prospective reserves utilising T of waters to 20°C	Heat power of documented sources of thermal waters	Mineralization of waters	Chemical type of waters
		F	V	Q = F . V	T	P = Q . T	P= Q . T	P=Q(T−7°C)	T.D.S.	more than 10
		(km^2)	($l/s\ km^2$)	(l/s)	(°C)	(kcal/h . 10^6)	(kcal/h . 10^6)	(kcal/h . 10^6)	(g/l)	mval % ions
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1.	central depression	3770	0,4	1408	80	253	304	28,8	210	HCO_3-Na HCO_3-Cl-Na Cl-HCO_3-Na
2.	Komárno elevated block	243	0,86	122	40	4	9	12,4	1	HCO_3-Ca-Mg HCO_3-SO_4-Ca-Mg
3.	Lakšár-Šaštín elevation	379	0,31	117	80	21	25	—	2,7—6,6 (10—14)	Cl$(SO)_4$-Na(Ca) Cl(HCO_3)-Na(Ca) Cl(HCO_3)-Na
4.	Trnava bay	685	0,36	211	75	34	42	9,6	0,5—6,8	HCO_3-Ca Cl(HCO_3)-Na
5.	Topoľčany bay	780	0,36	270	90	58	68	3,5	5	$SO_4(HCO_3)$-Na
6.	Bánovská kotlina (depression)	410	0,31	127	90	27	32	—	5 5 (?)	HCO_3-Ca-Mg HCO_3-Cl-Ca-Na(?)
7.	Central Slovakian neovolcanic rocks (S-W parts)	1665	0,41	617	80	111	133	18,9	5	HCO_3-SO_4-Ca-Mg SO_4-HCO_3-Ca-Mg SO_4-Ca-Mg

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
8.	Central Slovakian neovolcanic (S-E part)	1623	0,46	718	60	78	103	6	6	HCO_3-SO_4-Ca-Mg SO_4-HCO_3-Ca-Mg HCO_3-Cl-SO_4-Ca(Na)
9.	Hornonitrianska kotlina (depression	287	0,46	103	70	15	19	7,2	2	HCO_3-Ca-Mg SO_4-HCO_3-Ca-Mg
10.	Turčianska kotlina (depression)	430	0,46	178	60	19	26	4,2	5	SO_4-HCO_3-Ca-Mg
11.	Liptovská kotlina (depression)	650	0,46	286	60	31	41	2,8	5	HCO_3-SO_4-Ca-Mg
12.	Žilinská kotlina (depression)	362	0,82	266	40	10	19	4,5	1	HCO_3-SO_4-Ca-Mg
13.	Levočská panva (basin)	3012	0,69	2052	40	74	148	3,6	5	HCO_3-SO_4-Ca-Mg-Na
14.	Horné Strháre – Trenč graben	255	0,86	216	40	8	16	0,5	1	HCO_3-Na
15.	Levice block	673	0,44	248	80	45	53	13,9	cca 20	Cl-Na
16.	Košická kotlina (depression)	905	0,36	326	100	82	94	—	16—27	Cl-Na
17.	Komjatice depression	390	0,36	140	90	30	35	—	57—82	Cl-Na
	total			7405	Ø[1]) 64	873	1135	cca 116	—	—
	50% of total			3702	Ø 64	436	567	—	—	—
	areas and structures undivided 1—14			6691	Ø 61	743	985	—	—	—
	50% of this			3345	Ø 61	371	492	—	—	—

[1]) Ø = mean value

that may be recovered without any decrease of water temperature. So the question is in determination of dynamical reserves of thermal energy.

On the ground of geothermic data found, the specific heat runoff of productive collectors in single prospective areas and structures (I. Lizoň—I. Marušiak 1977) has been estimated. The presumable aquifer temperatures of water are determined on the ground of measurements in drill holes or by extrapolation of the measurements to depth. In some cases the values were taken from a geothermic map. The heat flow of single areas and structures was determined on the basis of the average values from drill holes and according to the geothermic map. The specific heat runoff is calculated according to the formula (I. Lizoň —I. Marušiak 1977)

$$V = \frac{q}{(T_1 - T_o)\,Cv} \qquad (m^3/s \,.\, m^2) \tag{4}$$

where q is the value of the heat flow (W/m^2),
T_1 = aquifer temperature (°C),
T = temperature of neutral zone (°C) and Cv = specific water heat ($J/m^3 \,.\, °C$).

The formula describes energetic balance between the heat supplied by the natural heat flow and by the heat transported by thermal water from productive collectors. For variable values of the heat flow and temperature difference $T_1 - T_o$ the formula (4) is graphically modified into a diagram (Fig. 4). From the diagram the specific heat runoffs for areally delimited prospective areas and structures (Fig. 3) are determined and *the prospective hydrogeothermally exploitable reserves* are calculated (O. Franko 1977; Tab. 6).

Prospective areas and structures are determined according to the geological map of Czechoslovakia 1:500 000 (O. Fusán et al. 1967), geological map of the basement of covered areas of the southern part of the Inner West Carpathians (O. Fusán 1971), structural scheme of the Slovak part of the Vienna Basin to the base of the Neogene (F. Němejc—A. Kocák 1976), according to the structural map of the central depression of the Podunajská panva (Danube basin) to the base of the Pannonian (M. Dlabač—Z. Adam—B. Gaža 1972, the area is confined by the isohypse of the base of the Pannonian 1000 m), and the map of the relation of geothermic field to volcanism in the East Slovakian Neogene (R. Rudinec 1976).

The Central—Slovakian neovolcanic region is divided into the northwestern and southeastern parts with thermal springs of different temperatures. The two parts meet on the Rudňany—Štiavnica ridge running to the crystalline ridge near Zvolen. The delimitated areas are only concerning the parts of areas and structures (except the central depression) with Mesozoic collectors preserved. The areal extent of the Komárno elevated block is delimitated by the isohypse of relief of the pre-Tertiary basement 1000 m. When delimitating areal extent of areas and structures, we also took in consideration chemical composition and mineralization of waters. Prospec-

tive reserves calculated do not include heat power of the documented reserves of thermal waters; the heat power is subtracted. From the temperature of waters of the existing sources the temperature 7 °C (average annual air temperature in Slovakia) is subtracted. In calculation of heat power of the reserves the decrease of

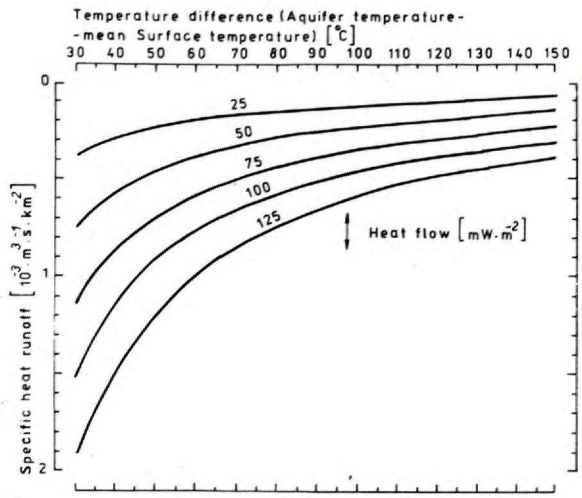


Fig. 4. Diagram of relationships among heat flow, temperature difference and specific heat runoff (I. Lizoň—I. Marušiak 1977).

temperature of exploited waters to 30 °C (heating, warming a. o.) and to 20 °C (swimming pools, recreation pools) were considered. The calculated reserves are in Table 6. The order of areas and structures according to their prospectiveness is based on mineralization of waters, chemical composition, reserves, temperature, heat power of thermal waters, geological exploration and different degree of interest. We gave up balancing the Rimavská kotlina (depression), the Humenský chrbát (ridge) and the Beša-Čičarovce structure since the conditions of the distribution of thermal waters are not clear there. For the same reasons we did not balance new prospective areas and structures — the Nitriansky chrbát (ridge), the Mesozoic of the Transdanubian Middle Range in the central — and the Dubnica depressions, the Trenčianska kotlina (depression) and Skorušina.

Table 6 shows that in respect of the mode of calculation (geothermic balance) and category of reserves (prospective) we take in consideration only 50 % of the calculated amount which is approximately 3,7 m^3/s of water with 64 °C temperature in average. Heat power of the reserves at temperature decreasing to 30 °C when exploited, is about 512 MW (440 Gcal/hr.), and to 20 °C — about 663 MW (570 Gcal/hr).

In respect of various types of hydrogeological structures, mineralization and chemical composition of waters, only the reserves calculated in areas and structures

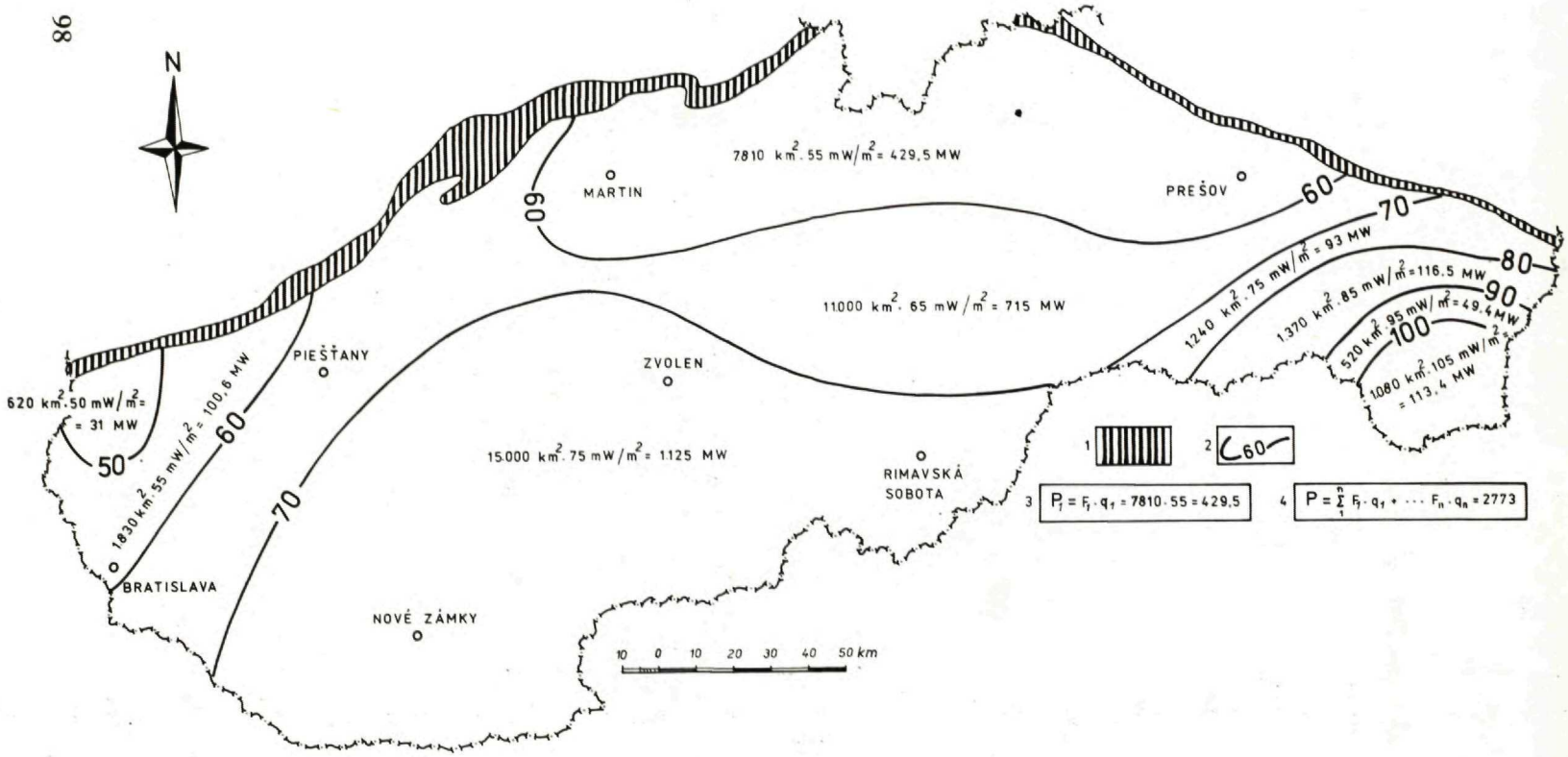


Fig. 5. Map of dynamic reserves of thermal energy in Inner West Carpathians (O. Franko 1979). 1 — Kipppen Belt; 2 — heat flow, mW/m^2; 3 — dynamic reserves P_1 (MW) of plane F_1 (km^2) at heat flow q_1 (mW/m^2); 4 — dynamic resources P (MW) of Inner West Carpathians as a sum of dynamic reserves of individual planes $F_1 \ldots Fn$ (km^2) at respective heat flows $q_1 \ldots q_n$ (mW/m^2).

No. 1—14 (open and semi-open structures) are to be regarded as natural dynamical reserves. Among them 50 % represent approximately 3,5 m^3 of water warm 60 °C in average. Heat power of the reserves with temperature decreasing to 30 °C when exploited, represent about 430 MW (370 Gcal/hr) and to 20 °C — about 568 MW (440 Gcal/hr).

In the areas and structures No. 3—13 thermal waters are associated only with Mesozoic limestones and dolomites of the Inner Carpathians. They are open and semi-open structures. 50 % of prospective reserves — after subtraction of documented reserves — represent about 2,47 m^3/s of water. Documented reserves of the sources of thermal waters in these areas and structures represent about 0,57 m^3/s. Together with prospective reserves it will be about 3 m^3/s of water. In Mesozoic carbonates cropping out in mountain ranges on about 3280 sqkm (including partly Paleozoic carbonates) approximately 26,2—32,8 m^3/s of cold water circulate (E. Kullman 1964). So the documented and prospective reserves represent only about 10 % of the amount mentioned. This is no high value because in carbonates which do not crop out drain waters in younger beds (e.g. basal Paleogene, neovolcanic rocks) further amounts of water circulate. Finally, the recovery of prospective reserves of thermal waters is associated with recharge by draining of surface streams in carbonates because of higher hydraulic gradients. There are still other possibilities how to obtain hyperthermal and overheated waters, namely in non-balanced and newly delimitated areas and structures, and also in others containing waters with T.D.S. higher than 10—50 g/l. Such are mainly depression parts of the Vienna Basin with Mesozoic carbonates (M. Michalíček 1971), and the East-Slovakian lowland with Tertiary collectors (sands, andesites and their pyroclastic products) and presumable Mesozoic carbonates (R. Rudinec 1976). In respect of high values of geothermal gradient (50 °C/1000 m) and of heat flow (109 mW/m^2), and because of the lack of favourable collectors the hot dry rock may be utilized in the East-Slovakian lowland. There are more such areas, like Rimavská kotlina (depression), the western periphery of the Podunajská nížina (Danube lowland) a.o. The areal extent of the East-Slovakian lowland without favourable collectors (Triassic carbonates have not been found so far) is about 1600 sqkm. According to H. D. Murphy et al. (1977, 1977a), from a system of 2 drill holes connected mutually by a slot of 100 m radius, the thermal energy of dry rocks may be recovered and utilized up to the capacity of units to tens of MW.

Following is *balance of thermal energy reserves in the Inner West Carpathians* (Fig. 5). Heat power is computed according to the formula:

$$P = \sum_{1}^{n} F_1 \,.\, q_1 + F_2 \,.\, q_2 + \ldots F_n \,.\, q_n \quad \text{(MW)} \tag{5}$$

where P = heat pover of the Inner West Carpathians; $F_1 \ldots F_n$ are areas among

isolines of heat flow, $q_1 \ldots q_n$ are mean values of heat flows for the single areas among isolines of the heat flows. The heat power thus calculated and/or dynamic reserves of thermal energy represent approximately 2773 MW (2384 Gcal/hr).

On the basis of heat power of the documented reserves of thermal waters 152 MW (131 Gcal/hr) and heat power of estimated prospective reserves of thermal waters 890 MW (766 Gcal/hr) the rest of reserves may be determined.

Secure dynamic reserves of thermal energy are calculated according to the formula

$$P_3 = P - (P_1 + P_2) \qquad \text{(MW)} \tag{6}$$

where P_3 = secure dynamic reserves of thermal energy, P_1 = documented reserves of thermal energy of thermal waters, P_2 = calculated prospective reserves of thermal energy (heat power of documented reserves and of prospective reserves is calculated after substraction of the average annual air temperature 7 °C). Secure dynamic reserves of thermal energy thus calculated represent about 1731 MW (1490 Gcal/hr). A survey of balance is in Table 7. Secure reserves are a remnant of thermal energy that will proceed to the surface after eventual expansion of all prospective reserves. Thus a normal thermal regime in the overlier of exploited geothermal systems will be provided.

Table 7. Balance of dynamic reserves of thermal energy of Inner West Carpathians

Heat power of Inner West Carpathians	Heat power of documented reserves of thermal waters	Heat power of estimated prospective reserves of thermal waters	Heat power of reserve stock of Inner West Carpathians
P	P_1	P_2	$P_3 = P - (P_1 + P_2)$
(MW)			
2773	152	890	1731

Results of geothermal drilling

At present the drilling exploration of the surroundings of Bratislava near Chorvátsky Grob and in the Komárno elevated block is being accomplished in the Podunajská panva (the Danube basin), and the research in the central depression (Fig. 6, 7) continues. Data from single drill holes are in Table 8.

The purpose of researches in the surroundings of Bratislava and around Chorvátsky Grob (Fig. 7) was to test the possibilities of providing thermal waters for Bratislava, the Slovak capital. Pannonian and Sarmatian sands and Upper Badenian basal clastic rocks were tested by the drill hole FGB—1, 1231 m deep. There is a free outflow 1,9 l/s of water with the temperature of 47,5 °C and

M = 1,9 g/l of the Cl (HCO_3) — Na type, from the clastic rocks in the drill hole. Pannonian sands were encountered by the drill hole FGB-1A, 500 m deep. There the free outflow is 3,5 l/s, temperature 24 °C and M = 0,49 g/l; type: HCO_3—Na—Mg (Ca). Total free outflow from the two bore holes is 5,4 l/s, temperature 30 °C. By pumping about 13 l/s water 30 °C warm may be obtained from the two bore holes. The water thus obtained may be utilized in swimming pools without any treatment. It is suggested to realize two mining-exploratory bore holes about 150—200 m far from the existing bore holes, in the next stage of exploration. Further progress of work and the amount of obtainable water will be determined according to the results of drilling. According to rough geothermal balance about 40 l/s of water 30 °C warm may be gained from an area of 80 sqkm (O. Franko 1977).

The Komárno elevated block is in the area between the towns Komárno and Štúrovo (Fig. 3, 6). Thermal waters are associated with Mesozoic carbonates (limestones and dolomites) of the Transdanubian Middle Range. The carbonates are in the block at a depth 70—700 m. The block structure is horst-like dissected into uplifted and subsided blocks along NW-SE striking faults. Water temperature ranges from 22 to 40 °C, M about 0,75 g/l. Type of water: HCO_3—Ca–Mg and HCO_3—SO_4—Ca—Mg. The carbonates subside northward (the Dubnica depression) and westward (the Central depression) to 1—3—4 km depth along the Komárno and Kravany fault system. The western and northern continuations of the carbonates terminate on the Kolárovo-Hurbanovo faults. In that structure are natural thermal springs at the localities Patince and Obid (L. Čapek 1938). Our research also shows that natural springs issue in Štúrovo as well but hiddenly into the Danube river (O. Franko 1977). In Patince the water temperature is 27 °C, in Obid- 22 °C, in Štúrovo- 38 °C. In Patince (Z. Holéczyová—A. Porubský 1974) and Štúrovo (M. Maheľ 1952) the waters were caught by bore holes without any increase of their temperature.

The results of geophysical research (gravimetry and VES) show that natural thermal springs are associated with partial elevations (L. Zbořil—O. Franko—J. Plančár 1975) containing Triassic carbonates deposited shallow beneath Tertiary sedimentary rocks (to 300 m). They are the Patince, Obid and Štúrovo partial elevations. There are two more elevations at Kravany and Moča (W of Kravany) without natural springs. The thermal water researches included three geothermal bore holes in the Štúrovo and Kravany elevations, and in a depression between the two elevations. Table 8 contains data from the bore holes. They show that temperature of water from the bore hole FGK-1 at Komárno is 45 °C in a depth about 1000 m. The bore hole is, however, in the central depression of the Podunajská panva (Danube basin; see lower) where the carbonates of the Transdanubian Middle Range are covered by approx. 1700 m thick Neogene sedimentary rocks complex. Values of geothermic gradient in the Podunajská

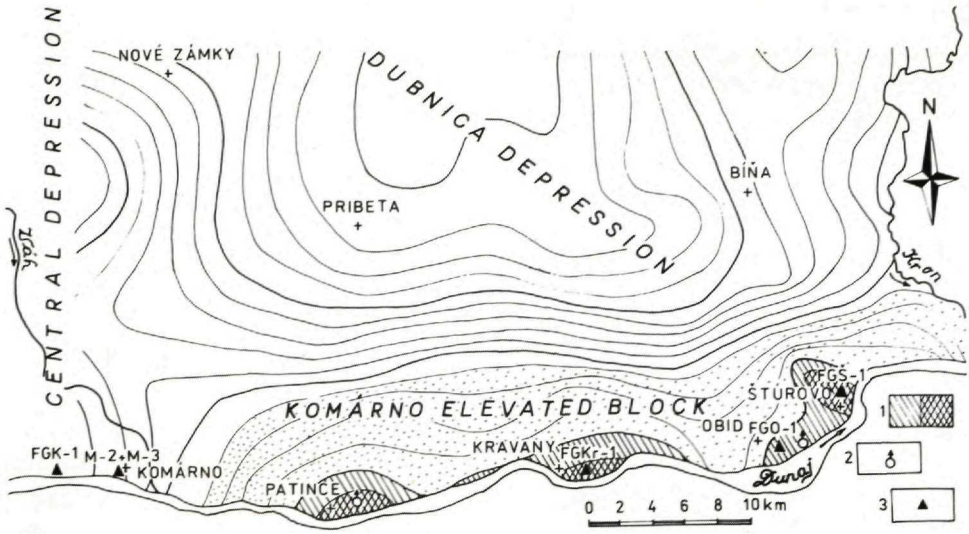
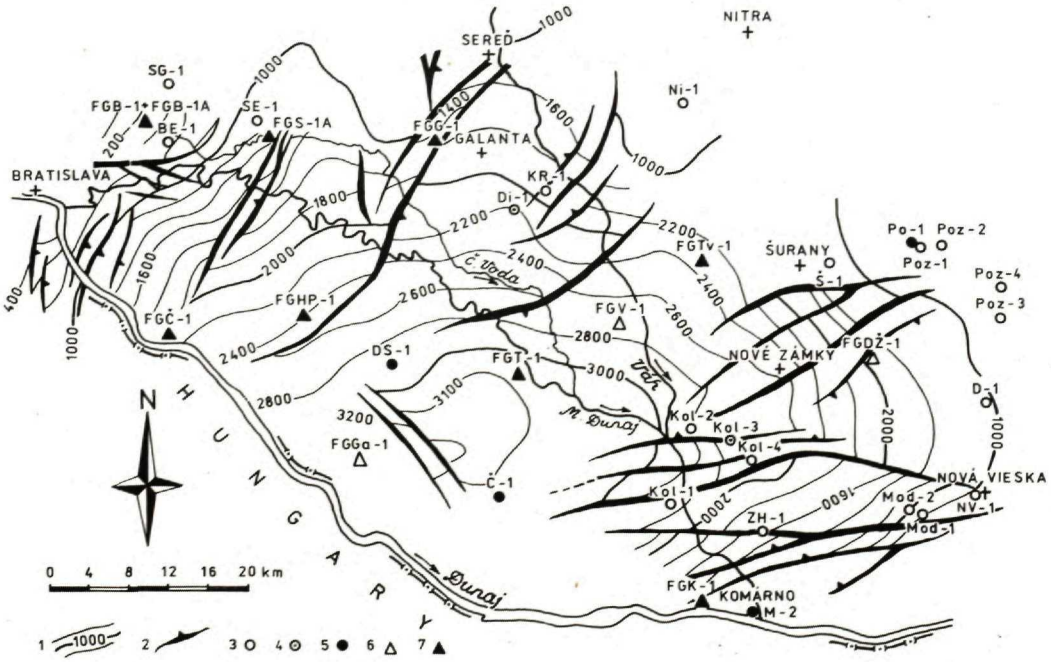


Fig. 6. Komárno elevated block — scheme of complete Bouguer anomalies σ= 2.67 g/cm^2 (J. Ibrmajer–L. Motlová 1963; modified by O. Franko–L. Zbořil 1979). 1 — elevations; 2 — natural springs; 3 — geothermal exploratory bore holes;



nížina (Danube lowland) are as follows (I. Marušiak—I. Lizoň 1976): at the depth of 1000 m — about 41 °C/1000 m, at 2000 m — about 35 °C/1000 m and at 3000 m — about 34 °C/1000 m. In average to 3000 m it is about 37 °C/1000 m.
On the ground of these data, we presumed the surface temperature 40—45 °C of water from the depth of 1000 m in the Komárno elevated block. In a fault Štúrovo at a depth of about 80 m, water with surface temperature 40 °C was caught by the bore hole FGŠ-1. But other two bore holes at Obid and Kravany to the depth of 730—1000 m encountered waters with surface temperatures about 20 °C (aquifer reservoir temperatures: 21—22 °C). Geothermic gradient computed from these data is much lower at 1000 m depth: approx. 14 °C/1000 m. It is therefore presumed that waters in the Komárno elevated block are intensely cooled by affluent of cold water from the intake area on the right side of the Danube river in the mountains Pilis and Gerecse. Ground waters of limestones and dolomites are in these mountains directly connected beneath the Danube river with thermal waters of limestones and dolomites of the Komárno elevated block. In contrast to that we presume that there is no such connection concerning thermal waters of carbonates of the Transdanubian Middle Range in the Dubnica — and the Central depression (cf. chemical composition of waters in Tab. 5, Nr. 58, 59, 60).

The Central depression (Fig. 7) of the Podunajská panva (Danube basin) is in the southern part of the Podunajská nížina (Danube lowland). The Central depression consists of Pannonian (former Lower Pannonian), Pontian, Dacian and Rumanian (Levantinian) sedimentary rocks. The depression is dish-shaped, its center is at Gabčíkovo. There the maximal thickness of sedimentary rocks is up to 3500 m. About a half of the depression is in Slovakia, the other in Hungary. Results of oil exploration bore holes (Diakovce-1, Kolárovo-3, Komárno M-2) and information from Hungary show the possibility of providing thermal waters from Pliocene sediments (B. Gaža 1972, O. Franko—B. Gaža 1972). In Upper Pannonian sedimentary rocks (the main reservoir of thermal waters) are no isolated aquifers, there is a uniform reservoir of thermal waters. Their intake area is a shallow reservoir of ground waters in Quaternary and Rumanian collectors. As regards structure, it is a semi-open structure, i.e. a structure with natural intake — and accumulation areas but without natural issue area (O. Franko 1975a). As indicated by the geothermic gradient 37 °C/1000 m (I. Marušiak—I. Lizoň

Fig. 7. Central depression of Podunajská panva (Danube basin) (M. Dlabač—Z. Adam—B. Gaža 1972; modified by O. Franko 1979); 1 — isolines of base of Pannonian; 2 — tectonic lines; 3 — oil-exploratory bore holes; 4 — oil-exploratory bore holes with thermal water, 5 — geothermal recovery bore holes; 6 — projected investigatory geothermal bore holes; 7 — realized investigatory geothermal bore holes; FGB-1 + FGB-1A Chorvátsky Grob; FGS-1A Kráľová at Senec; FGHP-1 Horná Potôň; FGK-1 Komárno; FGTv-1 Tvrdošovce; FGV-1 Vlčany; FGT-1 Topoľníky; FGGa-1 Gabčíkovo; FGG-1 Galanta; FGČ-1 Čilistov; FGDŽ-1 Dvory on Žitava r., DS-1 Dunajská Streda; Č-1 Čalovo; Po-1 Podhájska.

Table 8. Results of positive geothermal bore holes realized in 1971–1978

Locality bore hole	Year	Depth of bore hole m	Productive interval from–to m	Thickness of productive collector m	Age / lithology of collectors	Outflow l/s	Surficial temperature °C	[1] heat power kcal/h . 10^6	T.D.S. g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Štúrovo FGŠ-1	1972–1975	210,5	77,5–87,0 126,5–128,0	11,5	Triassic dolomites limestones	70	40	5,0	0,77	HCO_3-SO_4 Ca-Mg
Obid FGO-1		1000	736–1000	–	Triassic dolomites	2,1	20,5	–	0,75	HCO_3-Ca-Mg
Kravany FGKr-1	1975–1977	1021	723–728 906–920	19	Triassic limestones dolomites	5	20	–	0,75	HCO_3-Ca-Mg
Komárno FGK-1	1974–1976	1970	1689–1964	107,1	Triassic dolomites	3	64	–	2,7	SO_4-Cl(HCO_3)-Ca-Na
			904–1082	8,92	Upper Pannonian sands	4	45	0,36	2,0	HCO_3(Cl)-Na
Chorvátsky Grob FGB-1	1973–1974	1231	971,5–1150	145,4	Upper Badenian basal clastic material	1,9	47,5	0,19	1,9	Cl(HCO_3)-Na
Chorvátsky Grob FGB-1/A	1974–1975	500	276,21–299,67	23,46	Upper Pannonian sands	3,5	24	–	0,49	HCO_3-Na-Mg(Ca)
Kráľová at Senec FGS-1/a	1974	1500	910–1235	124	Upper Pannonian sands	13	52	1,49	9,5	HCO_3-Cl-SO_4-Na

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Topoľníky FGT-1	1974–1975	2501	2037–2403	95	Upper Pannonian sands	10,5	90	–	3,9	HCO_3-Cl-Na
			1394–1844	66	Upper Pannonian sands	15,3	67	–	1,4	HCO_3-Na
			1394,4–2043	137	Upper Pannonian sands	23	74	4,47	2,2	HCO_3-Cl-Na
Galanta FGG-1	1975	1990	1212,5–1470	126	Upper Pannonian sands	15	62	2,26	3,2	HCO_3-Cl-Na
Tvrdošovce FGTV-1	1976–1978	2406	2037–2388	149	Lower Pannonian sands	10	85	–	20,2	Cl-Na
			1772–1625	86	Lower-Upper Pannonian sands	13,5	74	–	4,3	HCO_3-Cl-Na
			1587–1420	103	Upper Pannonian sands	24,2	68	–	2,4	HCO_3-Na
			1587–1362	124	Upper Pannonian sands	20	70	3,60	2,5	HCO_3-Na
Horná Potôň FGHP-1	1977–1978	2500	2072–2000	38	Lower Pannonian sands	10,6	79	–	11,7	Cl-HCO_3-Na
			1963–1394	67	Upper Pannonian sands	25,6	72	–	5,2	Cl-HCO_3-Na
			1372–1194	37	Upper Pannonian sands	4,0	50	–	1,76	HCO_3-Na
			1963–1394	67	Upper Pannonian sands	20	68	3,45	4,7	Cl-HCO_3-Na

Table 8. — continued

Locality bore hole	Year	Depth of bore hole m	Productive interval from–to m	Thickness of productive collector m	Age / lithology of collectors	Outflow l/s	Surficial temperature °C	[1] heat power kcal/h . . 10^6	T.D.S. g/l	Chemical type of water >10 mval % of ions
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Dunajská Streda DS-1	1971–1975[2])	2500	2183–2432	56	Upper Pannonian / sands	15,2	91,5	3,91	6,9	Cl-HCO_3-Na
Čalovo Č-1	1972–1975[2])	2502	2289–2380	44	Upper Pannonian / sands	7,6	92	1,96	5,1	Cl-HCO_3-Na
Podhájska P-1	1973	1900	1157–1900 ?	743 ?	Triassic / limestones dolomites	53	80	11,44	19,6	Cl-Na
						total:	cca 206	[3]Ø cca 70	cca 31	

[1] = heat power of water with temperature above 20°C

[2] = hydrodynamical tests

[3] Ø = mean value

1976). At a depth 300—3500 m thermal waters with aquifer temperatures 20—140 °C are associated with this structure. Types of water: HCO_3—Na, HCO_3—Cl—Na, Cl—HCO_3—Na, and Cl—Na; M dominantly up to 10 g/l, in Lower Pannonian rocks — up to 20 g/l. Temperature, mineralization, Cl-content increase with depth, HCO_3 decreases (Tab. 8; bore holes Topoľníky, Tvrdošovce, H. Pôtoň).

In the stage of basical hydrogeological research ten geothermal bore holes to 1500—3500 m deep were realized. Seven of them are situated in two perpendicular NW-SE (Senec, Horná Potôň, Komárno) and NE-SW (Tvrdošovce, Vlčany, Topoľníky, Gabčíkovo) profiles. Other three bore holes are out of the profiles, one in the northern part (Galanta), another in the southwestern part (Šamorín) and the third in the eastern part of the depression (Dvory nad Žitavou). So far bore holes in Kráľová pri Senci, Horná Potôň, Komárno, Tvrdošovce, Topoľníky and in Galanta have been realized. Besides investigatory bore holes in the Central depression were also realized recovery bore holes in Dunajská Streda (B. Gaža—Z. Holéczyová 1974) and in Čalovo (B. Gaža—Z. Holéczyová 1972).

Another recovery bore hole was realized in the Levice elevated block (Fig. 3) at Podhájska. By this bore hole thermal water was intercepted in Triassic carbonates-Type: Cl—Na (S_1 (Cl) = 86 %, M = about 20 g/l (B. Gaža 1973). Further three bore holes in Streda nad Bodrogom (East-Slovakian basin), in Pavčina Lehota (Liptovská kotlina basin; point Nr. 19 in Fig. 1 and in Tab. 5) and in Rusovce (Podunajská panva) were negative.

Of the total 17 bore holes 3 are negative, in 2 the water is 20 °C, so they are practically negative as well. There are 12 positive bore holes which is in 75 % effective realization of geothermal bore holes. The high % is owing to realizing most bore holes (10) in the Central depression of the Podunajská panva (Danube basin) with collectors composed of sands. The effectiveness will be lower-presumably 50 % — in areas and structures with collectors composed of limestones and dolomites.

Table 8 shows that by geothermal bore holes we have obtained about 240 l/s water with temperature in average about 64 °C which is a heat capacity about 44 MW (38 Gcal/hr) when utilizing water temperature within 64—20 °C.

Utilization of geothermal energy

We are only on the beginning of utilization of geothermal energy from geothermal bore holes mentioned. Thermal water from the bore hole at *Topoľníky* is utilized best (K. Rybecký 1977). In the winter period of 1979—80 (November—April) it was applied for heating 2 ha of greenhouses, 1 ha of plastic greenhouses and a social-economical building. The water is also utilized in a small washing pool for

the workers in greenhouses. It is planned to heat 2 ha of greenhouses and to use the water in local recreation swimming pools for 3000 persons (V. Horák 1977). Water from the bore hole in *Dunajská Streda* is used through exchangers and directly for heating 1,02 ha of plastic greenhouses, and 40—45 °C warm water is utilized for soil heating (K. Rybecký 1977). For recreation purposes the water is used in 4 swimming pools. In *Čalovo* about 1 ha of plastic greenhouses are directly water-heated (K. Rybecký 1979) and there are 4 swimming pools. In *Podhájska* it is planned to use water for space and soil heating in 2,5 ha of greenhouses and 1,5 ha plastic greenhouses (K. Rybecký 1977) after degasification and demineralization. The water will be used in recreation swimming pools for 8000 (20 000) persons (V. Horák 1977). In *Horná Potôň* 2 ha of plastic greenhouses are water heated. Water from the bore hole in *Tvrdošovce* will be used for heating greenhouses and plastic greenhouses. In *Štúrovo* a recreation center for 8000—12 000 persons is constructed (V. Horák 1977). The water is already used in two swimming pools. Water from the bore holes in *Chorvátsky Grob, Kráľová pri Senci* and *Šamorín* (Čilistovo) will be utilized for recreation purposes for the Slovak capital Bratislava. In Chorvátsky Grob will be a recreation center for 3000 (7000) persons, in Kráľová pri Senci for 2000 persons and in Šamorín for 35000 (V. Horák 1977).

Thermal energy of thermal waters has already been utilized for long in the *spa Piešťany, Sklené Teplice* and *Kováčová* (J. Uhliarik 1977). Thermal energy is most frequently utilized by means of corobon exchangers (made in GDR from electrolytic graphite). Temperature of thermal water is thus lowered so as to be utilized in balneology, and temperature of cold water is increased for the purpose of heating balneological objects or supplying the rehabilitation — and recreation swimming pools, laundries and shower rooms.

Summary

In Slovakia built of the Alpine mountain system of the West Carpathians, with Tertiary basins and lowlands it is possible to find and utilize new sources of thermal waters with temperatures up to 100 °C, and in a lesser extent up to 180 °C. Thermal waters are mostly conjoint with Triassic carbonates and Pliocene sands. In respect of hydrogeological conditions, occurrences of thermal waters, geothermic criteria, most prospective are the Inner West Carpathians — a zone south of the Klippen Belt. (Fig. 1).

Spatial distribution of the Earth's heat and geothermal resources have been investigated since 1971 within a state task of the Dionýz Štúr Institute of Geology. Geophysical research of the Earth's heat includes geothermal field and heat field. The research resulted in maps of the heat flow (V. Čermák 1978) and of geoisotherms 1000 m deep below the surface (I. Lizoň—I. Marušiak 1977).

Geological investigations of geothermal resources comprise estimation of prospectiveness of the Slovak territory, and exploration of delimitated prospective areas and structures (O. Franko 1972, 1977, 1979) by geothermal drilling.

The regional pattern of the distribution of geothermic field is in the map of sources of thermal waters in Slovakia (Fig. 1) and of vertical course of average temperatures and geothermic gradients (Fig. 2) in some parts of the West Carpathians. On the ground of distribution of temperatures 1000 m deep beneath the surface, the course of geothermic gradients and values of the heat flow the West Carpathians are divided into two parts (I. Lizoň—I. Marušiak 1977). The first part are the Outer Carpathians and the central part of the Inner Carpathians. The other part are the volcanic garland (neovolcanic rocks) with adjacent intramontane depressions and Neogene basins of the Inner Carpathians. The boundary between the two parts is a belt of intensive horizontal geothermic gradients on the contact of the volcanic-sedimentary complex with pre-Neogene units of the central part of the Inner Carpathians.

Estimation of hydrogeological conditions and occurrences of thermal waters (Fig. 1, Tab. 5), and of economically advantageous utilization of thermal waters is followed by delimitation of prospective areas and structures (Fig. 3). Criteria of economical effectiveness are: water temperature above 40 (35) °C, specific yield of bore holes with free outflow above 0,1 l/s . m, mineralization up to 10 g/l, and favourable salt and gas composition. As regards water temperature higher than 40 (35) °C and drilling depth to 3000 (3500) m, prospective are areas with geothermic gradient higher than 30 °C/1000 m and heat flow higher than 60 mW/m^2. Among such areas are first of all the middle and southern parts of the Inner West Carpathians (Fig. 1, 3; Tab. 1). As for the specific yield of bore holes with free outflow more than 0,1 l/s . m effective are areas with transmissibility coefficient (T) of collectors higher than 10 m^2/day and the highest possible water pressure on the collar of bore hole. Data from, the so far realized bore holes agree with the limit values and the yield of free outflows on bore holes is higher than 10 l/s (Tab. 2). Regarding mineralization up to 10 g/l and favourable salt and gas composition, most effective are open and semi-open hydrogeological structures. In these structures is intense water exchange and/or the greatest influence of vadose waters (r HCO_3/r Cl > 10) or still preserved influence of vadose waters (r HCO_3/r Cl = 10 – 1). Such structures are in core mountains, in the Slovenské rudohorie (ore mountains), in the Late Tertiary neovolcanic region, the Podunajská panva (Danube basin), and in the Vienna Basin. Less favourable are areas of waters with mineralization ranging from 10 to 35 g/l (Tab. 3). Cooled thermal waters may be released into surficial flows or reinjected. Demands for qualitative protection of surficial flows were determined by the Slovak Government in 1975 together with indexes of admissible amount of materials in the surficial flows (Tab. 4).

On the ground of the criteria mentioned, 24 prospective areas and structures

(Fig. 3) have been distinguished. Seventeen of them were estimated as for hydrothermal utilizable reserves of thermal energy (Tab. 6). Regarding the category (prospective reserves) they are estimated to 3,7 m^3/s of water with the average temperature 64 °C (Tab. 6). The reserves are estimated according to the formula (4) describing energetic equilibrium between heat flow and the heat transported by thermal waters from productive collectors. The relation (4) for different values of heat flow and temperature difference between the reservoir temperature and the neutral zone temperature is graphically illustrated by Fig. 4 (I. Lizoň—I. Marušiak 1977). Utilization of heat 64—20 °C means heat power of about 663 MW (570 Gcal/hr).

Dynamical reserves of thermal energy in the Inner West Carpathians (Fig. 5) are balanced according to formula (5). The reserves represent about 2773 MW/2386 Gcal/hr). On the ground of these reserves, heat power of the documented reserves of thermal waters (152 MW; 131 Gcal/hr) and the power of computed prospective reserves (890 MW; 759 Gcal/hr) calculated is the stock of dynamical reserves of heat power. The stock of reserves is calculated according to formula (6). These represent 1731 MW (1490 Gcal/hr). The survey of balance is in Tab. 7.

In the Podunajská panva (Danube basin) the close surroundings of Bratislava around Chorvátsky Grob, the Komárno elevated block have been investigated by exploratory geothermal drilling; the Central depression is still explored (Fig. 6, 7). Data from the bore holes are in Tab. 8.

In the area of Chorvátsky Grob (Fig. 7) thermal water is in basal Badenian and Upper Pannonian clastic rocks (Tab. 8). Outflow from two bore holes is 5,4 l/s with water temperature 30 °C in average. From both bore holes about 13 l/s of water with temperature 30 °C may be pumped out. According to rough geothermic balance about 40 l/s of water with temperature 30 °C (O. Franko 1977) may be obtained from an area of 80 km^2. The purpose of drilling was testing possibilities of providing thermal water for recreation purposes for the Slovak capital.

The Komárno elevated block (Fig. 6) is approximately between Komárno and Štúrovo. Thermal waters are associated with Mesozoic limestones and dolomites of the Transdanubian Middle Range. Thermal waters in the block are at depth 70—700 m (O. Franko 1977). The structure of the block is horst-like, it is dissected into uplifted and subsided blocks along NW-SE -striking faults. Type of water: HCO_3—Ca—Mg and HCO_3—SO_4—Ca—Mg; mineralization: about 0,75 g/l. Investigatory bore holes in Štúrovo and Kravany are in elevations, and the bore hole at Obid is situated in a depression between the two elevations. In Štúrovo on a fault, at about 80 m depth (Tab. 8) water with surface temperature 40 °C was encountered by drilling. In the other two bore holes in Kravany and Obid, 730—1000 m deep, were only waters with 20 °C (reservoir temperature 21—22 °C) surface temperature. It is therefore presumed that waters in the Komárno elevated block are cooled by afflux of cold waters from the intake area.

Geothermic gradient computed from bore holes at Kravany and Obid is approximately 14 °C/1000 m, whereas in, wider surroundings of the Komárno elevated block — about 37 °C/1000 m.

The Central depression (Fig. 7) is in the southern part of the Podunajská panva (Danube basin). A rough half of the depression is in Slovakia, the other in Hungary. The depression is filled with Pliocene sedimentary rocks. It is dish-shaped and its center is at Gabčíkovo. There the maximum thickness of sedimentary rocks is 3500 m. In Upper Pannonian sedimentary rocks (the main reservoir of thermal waters) are no isolated aquifers — it is a complex reservoir of thermal waters. Their intake area is a shallow reservoir of ground waters in Quaternary and Rumanian collectors. As for structure, it is a semi-open structure, i.e. a structure with natural intake and accumulation areas but without natural issue area (O. Franko 1975a). From the hydraulical viewpoint it is not an artesian structure but a structure with leakage (O. Franko—I. Mucha 1974, 1975). According to geothermic gradient about 37 °C/1000 m in 3000 m depth the structure is associated with thermal waters with reservoir temperature 20—140 °C at a depth 300—3500 m. Type of water: HCO_3—Na, HCO_3—Cl—Na, Cl—HCO_3—Na, Cl—Na; T.D.S. up to 10 g/l, in the Lower Pannonian rocks -up to 20 g/l. Temperature, mineralization, Cl-content increase with depth, HCO_3 content decreases (Tab. 8, bore holes Topoľníky, Tvrdošovce, H. Potôň).

In the stage of basical research 10 geothermal bore holes 1500—3500 m deep were situated. Seven of them are in two mutually perpendicular NE-SW and NW-SE profiles and three bore holes are out of the profiles in the northern, southwestern and eastern parts of the depression (Fig. 7). Six bore holes were realized, further are being realized at present. Methods of drilling and of hydrodynamic tests are discussed in the Chapter: „Progress and methods of researches".

Beside the bore holes mentioned, in the Central depression were realized recovery bore holes at Dunajská Streda (B. Gaža—Z. Holéczyová 1974) and at Čalovo (B. Gaža—Z. Holéczyová 1972). One recovery bore hole was realized in the Levice elevated block (Fig. 3) at Podhájska (Tab. 8). By the bore hole thermal water was encountered in Triassic carbonates (B. Gaža 1973).

In addition to bore holes presented in tab. 8 further three negative bore holes were realized. In total 17 bore holes were realized, 12 of them positive (3 negative, 2 with water temperature about 20 °C). Effectivenes of realized geothermal bore holes is 70 %. A lower effectiveness (about 50 %) is presumed in areas with limestone and dolomite collectors. By positive bore holes we have obtained about 240 l/s with 64 °C average temperature. Utilization of water with temperature 64—20 °C represents about 44 MW(38 Gcal/hr).

In Dunajská Streda, Čalovo, Topoľníky, Horná Potôň and Podhájska the geothermal energy of waters is already utilized for heating greenhouses and plastic

greenhouses (K. Rybecký 1977). In Topoľníky it is also used for heating a social-economical building. In these and other localities (Štúrovo, Kráľová pri Senci) thermal waters are also used for recreation purposes (V. Horák 1977). In spa, thermal waters are utilized for heating balneological objects, for supplying water and heat to rehabilitation and recreation swimming pools, laundries and shower rooms (J. Uhliarik 1977).

Reviewed: J. Jetel.
Translation: E. Jassingerová.

References

ANDRUSOV,D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. X. Congr. of Carpathian-Balkan Geol. Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—44.

BIELY, A.—FUSÁN, O. 1977: Geologická stavba Západných Karpát s ohľadom na akumuláciu geotermálnych zdrojov. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. Úrad, Bratislava, 24—32.

BIELY, A.—FUSÁN, O. 1978: Očerk alpijskogo etapa tektoničeskogo razvitija Zapadnych Karpat. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 52—76.

ČEPEK, L. 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sborn. Stát. geol. Úst., 12, Praha, 33—64.

ČERMÁK, V. 1968: Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features. XXIII International Geological Congress, 5, Praha, 75—85.

ČERMÁK, V. 1978: First heat flow map of Czechoslovakia. Trav. Inst. Géophys. Tchécosl. Acad. Sci., Praha.

DELISLE, G.—KAPPELMEYER, O.—HAENEL, R. 1975: Prospect for Geothermal Energy for space Heating in Low Enthalpy Areas. Proceedings of Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, 3, San Francisco, 2283—2289.

FRANKO, O. 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska, Geol. Práce, Správy 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—140.

FRANKO, O. 1965: Problèmes relatifs à l'exploration des eaux thermominèrales des Karpates Occidentales. Geol. Zborn. 16, 1, Bratislava, 243—254.

FRANKO, O. 1969: Die Bedeutung der Kenntnisse über die Geothermischen Verhältnisse beim Studium der Thermalwässer in der Slowakei (Westkarpaten). Sammelschrift der Referate vom II. internationalen balneotechnischen Symposium in Piešťany. Slovakoterma, Bratislava, 69—81.

FRANKO, O. 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—155.

FRANKO, O. 1970a: The Importance of Information on the Hydrological and Geothermal Situation with Respect to the Prospection of the New Sources of Low Enthalpy Water in Slovakia. Geothermics. UN Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, 2, Part 1, Pisa, 88—94.

FRANKO, O. 1971: Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—46.

FRANKO, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v Slovenskej socialistickej republike prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. Mineralia slovaca, 4, 15, Spišská Nová Ves, 205—216.

FRANKO, O. 1974: Méthodes des recherches sur les eaux thermales liées aux carbonates des dépressions intramontagnardes du type alpin. Proceedings of the X[th] Congress CBGA 1973, Section V-Hydrogeology and Engineering Geology. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 26—32.

FRANKO, O. 1975: Súčasný stav výskumu zdrojov geotermálnej energie v Slovenskej socialistickej republike. Geologický průzkum, 17, 11, Praha, 321—325.

FRANKO, O. 1975a: La division et la classification des structures hydrogéologiques des eaux minerales. Lucrarile simpozionului international de ape minerale si termale. Studii technice si economice, seria E Hydrogeologie, 12. Bucuresti, 67—76.

FRANKO, O. 1977: Súčasný stav a perspektívy hydrogeotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. úrad, Bratislava, 64—86.

FRANKO, O. 1979: Perspektívnosť hydrogeologických štruktúr termálnych vôd na Slovensku s ohľadom na využitie geotermálnej energie. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—192.

FRANKO, O.—FORGÁČ, J.—FUSÁN, O.—ZBOŘIL, Ľ. 1973: Zhodnotenie žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 15—32.

FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, 1—230.

FRANKO, O.—MUCHA, I. 1974: Problematika výpočtu zásob termálnej vody centrálnej depresie Podunajskej nížiny. Mineralia slovaca, 6, 3, Spišská Nová Ves, 199—212.

FRANKO, O.—MUCHA, I. 1975: Geothermal Resources of the Central Depression of the Danubian Basin in Slovakia. Preceedings Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources 2, San Francisco, 979—992.

FRANKO, O.—RAČICKÝ, M. 1975: Present State of Development of Geothermal Resources in Czechoslovakia. Proceedings Second UN Symposium on the Development and use of Geothermal Resources, 2, San Francisco, 131—137.

FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.

GAŽA, B. 1972: Zistenie termálnych vôd v pliocéne centrálnej depresie Podunajskej panvy a možnosti ich využitia. Mineralia slovaca, 4, 14. Spišská Nová Ves, 29—38.

GAŽA, B.—HOLÉCZYOVÁ, Z. 1974: Výsledky prieskumu termálnych vôd v Dunajskej Strede. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie. 68—88. Slovenský geol. Úrad — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HOLÉCZYOVÁ, Z.—PORUBSKÝ, A. 1974: Žriedelná štruktúra Patince — Virt a jej umiestnenie v sústave Podunajského žriedelného rajónu. Geografický časopis, 26,3, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 228—240.

HORÁK, V. 1977: Súčasný stav a zámery využívania novozískaných termálnych vôd na rekreáciu a cestovný ruch. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. Úrad, Bratislava, 141—150.

HYNIE. O. 1963: Hydrogeologie ČSSR II., Minerální vody, ČSAV, Praha, 1—800.

JETEL, J. 1966: Ochrana termálních vod z hlediska geometrické bilance. Věstník Ústř. Úst. geol., 41, Praha, 177—181.

KULLMAN, E. 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geol. Práce, Správy 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—28.

LIZOŇ I. —MARUŠIAK, I. 1977: Geotermálne pole Západných Karpát. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. úrad, Bratislava, 33—45.

MAHEĽ, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce štát. geol. Úst.; Zošit 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—84.
MAHEĽ, M. 1965: Morphotectonic and Structural Tectonic Division of West Carpathians. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—62.
MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1975: Výsledky geotermického výskumu v československej časti viedenskej panvy. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 191—204.
MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1976: Geotermické pole Západných Karpát. Západné Karpaty, ser. geológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 181—206.
MAVRICKIJ, B. F.—ANTONENKO, G. K.—OTMAN, N. S.—POLUBOTKO, L. F. 1975: Resursy thermalnych vod SSSR. Ministerstvo geologii SSSR (VSEGINGEO), NEDRA, Moskva, 1—151.
MAVRICKIJ, B. F.—KHELVIST, V. G. 1975: Exploration for Thermal Water Fields in the USSR. Proceedings Second UN Symposium on the Development and use of Geothermal Resources, 1, San Francisco, 179—182.
MAVRICKIJ, B. F.—ŠPAK, A. A. 1977: Termalnye vody SSSR (resursy i metody ich geologo-ekonomičeskoj ocenki). Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský Geol. úrad, Bratislava, 160—170.
MICHALÍČEK, M. 1971: Naftová hydrogeochémie centrálně karpatského podloží víděňské pánve. Západné Karpaty, 15. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—89.
MUFFLER, L. J. P. 1975: Geology, Hydrology, and Geothermal Systems. Summary of Section II. Proceedings of Second UN Symposium in the Development and Use of Geothermal Resources, 1, San Francisco.
MURPHY, H. D. et al. 1977: Preliminary Assesment of a Geothermal Energy Reservoir formed by Hydraulic Fracturing. Soc. of Petrol. Eng. L, 1—317.
MURPHY, H. D. et al. 1977: LASL Uses Oil Drilling Techniques to Create Geothermal Well System in Deep, Hot Dry Rock. Geothermal energy magazine, 5, 7, 1—31.
NĚMEC, F.—KOCÁK, A. 1976: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve. Mineralia slovaca, 8. 6, Spišská Nová Ves, 481—555.
PAPEŽ, Z. et al. 1974: Těžba a využití hypertermálních vod. Věstník TEI a patentů 4, Úst. geol. inženýrství, Brno, 1—564.
PORUBSKÝ, A. 1970: Termálne vody neogénu Podunajskej nížiny. Geografický časopis, 22, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 39—50.
RAČICKÝ, M. 1977: Hlavné smery v geologickom výskume, prieskume, využití a ochrane geotermálnych zdrojov SSR. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. úrad, Bratislava, 5—23.
RUDINEC, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. Geologický průzkum, 18, 8, Praha, 225—229.
RYBECKÝ, K. 1977: Využívanie geotermálnych vôd v poľnohospodárstve na Slovensku. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. úrad, Bratislava, 151—159.
UHLIARIK, J. 1977: Využívanie tepelnej energie liečivých termálnych vôd v kúpeľoch na Slovensku. Zborník prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR". Slovenský geol. úrad, Bratislava, 131—140.
WHITE, D. E. 1970: Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation, and Exploitation of Geothermal Energy Resources. Geothermics — Special issue, 2, 1, Pisa, 58—80.
ZBOŘIL, Ľ.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1975: Geophysical investigation of deep hydrogeological structures in the central part of the West Carpathians. 20. Geophysical symposium (15.—19. 1975). Proceedings, Budapest, 576—590.

Ондрей Франко

Ресурсы геотермальной энергии в Словакии (условия, методы и результаты исследований)

Резюме английского текста

На территории Словакии, состоящей из альпийской горной системы Западных Карпат с третичными котловинами и низменностями, имеются, прежде всего, возможности приобретения и использования новых источников термальных вод с температурами до 100 °С, а в меньшем объеме даже до 180 °С. Термальные воды связаны, в особенности, с карбонатами триаса и песками плиоцена. С учетом гидрогеологических условий, появлений термальных вод и геотермических критериев перспективными можно считать, главным образом, внутренние Западные Карпаты, именно зону южнее клипповой зоны (рис. 1).

Исследование пространственного распределения тепла Земли и геотермальных ресурсов осуществляется с 1971 г. в рамках государственного исследовательского задания Геологического института им. Диониза Штура. В связи с геофизическими исследованиями земной теплоты изучается температурное и термическое поле. Результатом исследовательских работ являются карты теплового потока (В. Чермак 1978) и геоизотерм на глубине 1000 м под поверхностью местности (И. Лизонь—И. Марушиак 1977). В рамках геологического исследования геотермальных ресурсов с одной стороны оценивается перспективность территории Словакии, а с другой стороны при помощи разведочных геотермических бурений изучаются определенные перспективные области и сктруктуры (О. Франко 1972, 1977, 1979).

Региональная картина распределения геотермического поля указана на рис. 1 на карте ресурсов термальных вод Словакии и на рис. 2 в вертикальном распределении средних температур и геотермических градиентов в некоторых областях Западных Карпат. По распределению температур на глубине 1000 м от земной поверхности, ходу геотермических градиентов и по величинам теплового потока Западные Карпаты разделяюстя на две части (И. Лизонь—И. Марушиак 1977). К первой части относятся внешние Карпаты и центральная область внутренних Карпат, а к второй части — вулканический венец (неовулканиты) со смежными межгорными котловинами и неогеновые бассейны внутренних Карпат. Границу между приведенными частями сотавляет пояс интенсивных горизонтальных геотермических градиентов при соприкосновении вулканическо-осадочного комплекса с донеогеновыми единицами центральной части внутренних Карпат.

По оценке гидрогеологических условий и появлений термальных вод (рис. 1, табл. 5) и по экономической выгодности использования термальных вод определены перспективные области и структуры (рис. 3). Критериами экономической выгодности являются температура вод свыше 40 (35) °С, удельный дебит буровых скважин с самоизливом свыше 0,1 л/с . м, минерализация вод до 10 г/л и удобный состав солей и газов. Принимая во внимание температуру вод свыше 40 (35) °С и глубину буровых скважин до 3000 (3500) м, перспективными считаем, главным образом, те области, в которых геотермический градиент обладает величиной свыше 30 °С/1000 м и тепловой поток — величиной свыше 60 мВт/м^2. К таким областям относятся, прежде всего, средняя и южная части внутренних Западных Карпат (рис. 1, 3, табл. 1). Принимая во внимание удельный дебит буровых скважин с самоизливом свыше 0,1 л/с . м, выгодными считаем те области, в которых коэффициент водопроводимости (Т) коллекторов достигает величины свыше 10 м^2/сутки и давление воды на устьях буровых скважин как можно больше. Данными об осуществленных до сих пор буровых скважинах документировано выполнение лимитирующих условий, так что дебит самоизливов на буровых скважинах превышает требуемых 10 л/с (табл. 2). Принимая во внимание

минерализацию вод до 10 г/л и удобный состав солей и газов, выгодными, прежде всего, считаем открытые и полуоткрытые гидрогеологические структуры. В них имеется интенсивный водообмен, иначе говоря, влияние вадозных вод в них как можно больше (r. HCO_3/r Cl > 10) или же еще сохраняется (r HCO_3/r Cl = 10−1). Такие структуры встречаются в областях ядровых гор, Словацких Рудных гор, позднетретичных неовулканитов, Придунайского и Венского бассейнов. Менее выгодными являются области с минерализацией вод в пределах 10—35 г/л, а невыгодными — области с минерализацией вод свыше 35 г/л (табл. 3). Лишенные теплоты термальные воды можно выпускать с поверхностные течения или же реинджектовать в удобную горную среду. Требования качественной охраны поверхностных течений определены постановлением Правительства Словацкой Социалистической Республики от 1975 г., в котором приведены показатели допускаемого количества веществ, содержащихся в поверхностных течениях (табл. 4).

На основании вышеприведенных критериев определены 24 перспективных области и структуры (рис. 3), в том числе в 17 областях и структурах оценены гидрогеотермальные употребительные запасы тепловой энергии (табл. 6). Принимая во внимание категорию этих запасов (перспективные запасы), они оцениваются в 3,7 $м^3$/с вод температурой в среднем в 64 °С (табл. 6). Запасы оценены по отношению (4), которое выражает энергетический баланс между теплом, подведенным естественным тепловым потоком, а теплом, отведенным термальной водой из продуктивных коллекторов. Для разных величин теплового потока и разности между резервуарной температурой (температурой в месте залегания) и температурой нейтральной зоны это отношение графически изображено на рис. 4 (И. Лизонь—И. Марушиак 1977). При использовании теплоты вод в пределах температуры 64—20 °С это собой представляет теплопроизводительность величиной приблизительно в 663 МВт (570 Гкал/час).

Динамические запасы тепловой энергии во внутренных Западных Карпатах (рис.5) сбалансированы по отношению (5). Эти запасы представляют собой около 2773 МВт (1384 Гкал/час). На основании приведенных запасов, теплопроизводительности существующих документированных запасов термальных вод (152 МВт, 131 Гкал/час) и производительности вычисленных перспективных запасов (890 МВт, 759 Гкал/час) рассчитаны резервные динамические запасы тепловой энергии. Резервные запасы рассчитаны по отношению (6) и представляют собой около 1731 МВт (1490 Гкал/час). Подведенный баланс приводится наглядно в табл. 7.

При помощи разведочных геотермических бурений в Придунайском бассейне изучены близкие окрестности г. Братиславы в области с. Хорватски Гроб, комарнянская поднятая глыба и в настоящее время изучается центральная депрессия (рис. 6, 7). Данные об отдельных буровых скважинах приведены в табл. 8.

В области с. Хорватски Гроб (рис.7) приобретена вода из базальных кластических пород бадена и из верхнего паннона (табл. 8). Из двух буровых скважин суммарно истекает 5, 4 л/с воды температурой в среднем в 30 °С. При помощи насосов можно из обеих скважин получать приблизительно 13 л/с воды температурой в 30 °С. По приблизительному геотермическому балансу можно из области площадью в 80 $км^2$ отбирать около 40 л/с воды температурой в 30 °С (О. Франко 1977). Целью этих бурений являлась проверка возможностей получения термальных вод для отдыха жителей столичного города Словакии Братиславы.

Комарнянская поднятая глыба (рис 6) распространяется в местности приблизительно между городами Комарно и Штурово. Термальные воды в ней связаны с мезозойскими известняками и доломитами Венгерского Среднегорья, залегающими в этой глыбе на глубине от 70 до 700 м (О. Франко 1977). Глыба обладает горстовой структурой, она расчленена на меньшие поднятые и опущенные глыбы разрывами с. -з. -ю. -в. простирания. Дело касается вод типов HCO_3–Ca–Mg и HCO_3–SO_4–Ca–Mg с минерализацией около 0,75 г/л. Разведочные буровые скважины в г. Штурово и с. Краваны заложены в элевациях, а скважина в с. Обида – в депрессии между упомянутыми элевациями. При помощи скважины в г. Штурово в разломе на глубине около 80 м (табл. 8) каптирована вода температурой на земной поверхности в 40 °С. На дальнейших двух

скважинах в с. Крабаны и Обид на глубинах около 730–1000 м получены воды температурой уже лишь около 20 °С на земной поверхности (около 31–22 °С в резервуаре). Поэтому нами предполагается, что комарнянская поднятая глыба сильно охлаждается притоками холодных вод из инфильтрационной области питания подземных вод. Геотермический градиент, рассчитанный по скважинам в с. Крабаны и Обид, имеет величину около 13 °С/1000 м, а в более широких окрестностях комарнянской поднятой глыбы – около 37 °С/1000 м.

Центральная депрессия (рис. 7) расположена в южной части Придунайской низменности. Приблизительно одна половина площади депрессии находится по словацкой, а другая – по венгерской стороне. Она сложена отложениями плиоцена. Депрессия обладает чашеобразным строением в центром в окрестностях с. Габчиково, где максимальная мощность отложений достигает 3500 м. В отложениях верхнего паннона (который собой представляет главный резервуар термальных вод) не развиты изолированные водоносные горизонты, а дело касается единого бассейна термальных вод. Инфильтрационной областью его питания является неглубокий резервуар подземных вод в четвертичных и румынских коллекторах. В структурном отношении дело касается полуоткрытой структуры, т.е. структуры с естественной инфильтрационной и аккумуляционной областью, но не обладающей естественной областью разгрузки (О. Франко 1975а). В гидравлическом отношении она не является артезианской структурой, но перетекающей структурой с переливом (О. Франко–И. Муха 1974, 1975). По определенному до сих пор до глубины 3000 м геотермическому градиенту около 37 °С/1000 м с этой структурой связаны на глубине 300—3500 м термальные воды с температурами в месте залегания 20–140 °С. Это воды типов HCO_3–Na, HCO_3–Cl–Na, Cl–HCO_3–Na и Cl–Na с минерализацией преимущественно до 10 г/л, а в нижнем панноне даже до 20 г/л. С увеличивающейся глубиной повышаются их температура, минерализация, содержание Cl, а понижается содержание HCO_3 (табл. 8 ; скважины Топольники, Тврдошовце, Горна Потуонь).

На этапе основных исследований осуществляется 10 геотермических бурений глубиной в 1500–3500 м, в том числе 7 буровых скважин, расположенных по двум перпендикулярным друг к другу профилям, простирающимся приблизительно в с.-з. – ю.-в. и с.-в. – ю.-з. направлениях, а 3 буровые скважины, заложенные вне этих профилей, именно в с., ю.-з. и в. частях депрессии (рис. 7). До настоящего времени осуществлено 6 буровых скважин и дальнейшие опускаются. Методика буровых работ и опытных откачек приводится в главе, названной Процесс и методика исследований.

Кроме упомянутых буровых скважин в центральной депрессии осуществлены эксплуатационные скважины в г. Дунайска Стреда (Б. Гажа–З. Холэцзыова 1974) и в с. Чалово (Б. Гажа–З. Холэцзыова 1972). Одна эксплуатационная скважина осуществлена в левицкой поднятой глыбе (рис. 3) в с. Подгайска (табл. 8). Этой скважиной каптирована термальная вода в триасовых карбонатах (Б. Гажа 1973).

Кроме скважин, приведенных в табл. 8, были пробурены еще дальнейшие 3 свкажины с отрицательным результатом. Всего осуществлено до настоящего времени 17 буровых скважин, в том числе 12 с положительным результатом (3 с отрицательным результатом, а 2 с водой температурой около 20 °С). Существующая до сих пор эффективность произведения геотермических буровых скважин достигает, таким образом, 70 %. При осуществлении бурений в тех областях, где коллекторы сложены известняками и доломитами, предполагается более низкая эффективность, именно около 50 %. Буровыми скважинами с положительным результатом приобретено около 240 л/с воды температурой в среднем около 64 °С, что собой представляет, при использовании теплоты вод в пределах температуры 64–20 °С, около 44 МВт (38 Гкал/час).

Геотермальная энергия приобретенных вод на местонахождениях Дунайска Стреда, Чалово, Топольники. Горна Потуонь и Подгайска уже используется для отопления теплиц со стеклянной кровлей и парников из искусственной пленки (К. Рыбецки 1977). В с. Топольники она используется тоже для отопления социально-хозяйственной постройки. На приведенных и других

местонахождениях (Штурово, Кральова около г. Сенец) термальные воды одновременно используются также для целей отдыха (В. Горак 1977). В курортах термальные воды уже с прежнего времени используются тоже для отопления курортных зданий и снабжения плавательных бассейнов, назначенных для реабилитации и отдыха, прачечных и душей для очистки (Й. Углиарик 1977).

Пояснения к рисункам 1–7

–

Рис. 1. Карта источников термальных вод Словакии (О. Франко 1979) с применением данных следующих авторов: И. Лизонь–И. Марушяк (1977) – геоизотермы, В. Чермак (1978) – тепловой поток. 1 – неоген (глины, мергели, песчанистые глины и мегрели, пески, песчаники, галечники, конгломераты); 2 – неоген (неовулканиты: андезиты, риолиты, базальты и их пирокластические породы); 3 – палеоген (флишевая зона: аргиллиты, мергелистые породы, песчаники, конгломераты, брекчии); 4 – палеоген (в центральных Карпатах: аргиллиты, мергелистые породы, песчаники, конгломераты, брекчии); 5 – мезозой (аргиллиты, глинистые сланцы, органодетритовые известняки, мергелистые известняки, песчаники, конгломераты, граувакки, кварциты, во флишевой зоне тоже палеоцен); 6 – мезозой (известняки, доломиты, в подчиненном количестве палеозойские); 7 – мезозой, палеозой (кислые, основные изверженные породы и метаморфиты); 8 – границы геологических комплексов; 9 – разломы, сбросы, надвиги: а – установленные, б – установленные закрытые и предполагаемые; 10 – линии покровов; 11 – тепловой поток, мВт/м^2; 12 – геоизотермы на глубине 1000 м от земной поверхности, °С; 13 – местонахождения с естественными ресурсами (источники); 14 – местонахождения с искусственными ресурсами (буровыми скважинами); 15 – местонахождения с искусственными ресурсами (горные сооружения); 16 – местонахождения с ресурсами, установленными разведкой (буровыми скважинами, заброшенными); 17 – порядковые номера местонахождений термальных вод (физико-химические данные приведены в табл. 5); 18 – 75 порядковый номер местонахождения, 15 дебит источника, л/с, 92 температура воды на земной поверхности, °С (15 дебит источника, л/с, 92 температура воды в месте залегания, °С).

Рис. 2. Вертикальный ход средних температур и геотермических градиентов в некоторых областях Западных Карпат (И. Лизонь—И. Марушяк 1977).
1 – Спишско-Гемерские Рудные горы; 2 – Предкарпатский прогиб и флишевая зона; 3 – Венский бассейн; 4 – Придунайская низменность; 5 – неовулканиты средней Словакии; 6 – Восточнословацкая низменность.

Рис. 3. Карта перспективных областей и структур геотермальных ресурсов Словакии (О. Франко 1978) с применением данных следующих авторов: И. Лизонь–И. Марушяк (1977) – геоизотермы, В. Чермак (1978) – тепловой поток.
a – клипповая зона; b – определенные области и структуры, коллекторы; ц – неогеновые пески; d – неогеновые андезиты и их пирокластические породы; e – мезозойские доломиты, известняки, кварциты; f – мезозойские доломиты, известняки, кварциты, перекрытые неогеновыми песками; g – тепловой поток, мВт/м^2; h – геоизотермы на глубине 1000 м от земной поверхности, °С. Определенные области и структуры: 1 – центральная депрессия; 2 – комарнянская поднятая глыба; 3 – лакшарско–шаштинская элевация; 4 – трнавский залив; 5 – топольчанский залив; 6 – Бановская котловина; 7 – среднесловацкие неовулканиты (с.-з. участок); 8 – среднесловацкие неовулканиты (ю.-в. участок); 9 – Горнонитранская котловина; 10 – Турчанская котловина; 11 – Липтовская котловина; 12 – Жилинская котловина; 13 – спишско-шаришская область; 14 –

горностргарско-тренчский грабен; 15 – левицкая глыба; 16 – Кошицкая котловина; 17 – комятицкая депрессия; 18 – Тренчанская котловина; 19 – Скорушина; 20 – гуменский хребет; 21 – нитранский хребет; 22 – Венгерское Среднегорье в центральной и дубницкой депрессиях; 23 – структура Беша-Чичаровце; 24 – Римавская котловина.

Рис. 4. График отношения теплового потока, разности температур и модулья теплового стока (И. Лизонь–И. Маршяк 1977).

Рис. 5. Карта динамических запасов тепловой энергии внутренних Западных Карпат (О. Франко 1979).
1 – клипповая зона; 2 – тепловой поток, мВт/м^2; 3 – динамические запасы P_1 (МВт) площади F_1 (км^2) при тепловом потоке q_1 (мВт/м^2); 4 – динамические запасы P (МВт) внутренних Западных Карпат как сумма динамических запасов отдельных площадей $F_1 \ldots F_n$ (км^2) при отдельных тепловых потоках $q_1 \ldots q_n$ мВт/м^2).

Рис. 6. Комарнянская поднятая глыба – схема полных аномалий Буге σ = 2,67 г/см^2 (Я. Ибрмайер–Л. Мотлова 1963, приспособили О. Франко–Л. Зборжил 1979).
1 – зелевации; 2 – естественные источники; 3 – геотермальные разведочные скважины.

Рис. 7. Центральная депрессия Придунайского бассейна (М. Длабач–6. Адам–Б. Гажа 1972, приспособил О. Франко 1979).
1 – изолинии основания паннона; 2 – тектонические линии; 3 – нефтяные разведочные скважины; 4 – нефтяные разведочные скважины с термальной водой; 5 – геотермальные эксплуатационные скважины; 6 – проектируемые геотермальные разведочные скважины; 7 – осуществленные геотермальные разведочные скважины: FGB-1 + FGB-1A – Хорватски Гроб, FGS-1A – Кральова около г. Сенец, FGHP-1 – Горна Потуонь, FGK-1 – Комарно, FGTv-1 – Тврдошовце, FGV-1 – Влчаны, FGT-1 – Топольники, FGGa-1 – Габчиково, FGG-1 – Галанта, FGČ-1 – Чилистов, FGDŽ-1 – Дворы над Житавой, DS-1 – Дунайска Стреда, Č-1 – Чалово, Po-1 – Подгайска.

Список таблиц 1–8

Табл. 1. Экономическая выгодность использования термальных вод в отношении их температуры свыше 40 (35) °С.

Табл. 2. Экономическая выгодность использования термальных вод в отношении удельного дебита буровых скважин с самоизливам свыше 0,1 л/с . м.

Табл. 3. Экономическая выгодность использования термальных вод в отношении их минерализации до 10 г/л, менее до 35 г/л, и удобного химического состава.

Табл. 4. Показатели допускаемого количества веществ, содержащихся в поверхностных течениях.

Табл. 5. Физико-химические данные о термальных водах Словакии.

Табл. 6. Перспективные гидроготермальные употребительные запасы тепловой энергии термалньхы вод.

Табл. 7. Баланс динамических запасов тепловой энергии внутренних Западных Карпат.

Табл. 8. Положительные результаты геотермальных бурений, осуществленных в 1971–1978 гг. .

Перевод: A. Kříž.

O. Franko

Les ressources de l'énergie géothermale en Slovaquie (les conditions, les méthodes, les résultates de la recherche)

Résumé

A part les problèmes et les méthodes, le rapport contient les résultats de la recherche des ressources de l'énergie géothermale — des eaux thermales en Slovaquie de 1971—1978. Il a été constaté que ce sont surtout les possibilités d'acquisition et de l'exploitation des eaux thermales aux températures atteignant 100°C, dans une mesure moindre jusqu'à 180 °C. Les eaux thermales se lient surtout aux calcaires et dolomies triassiques et aux sables pliocènes. Par égard aux conditions hydrogéologiques, les occurrences des eaux thermales et les critères géothermales perspectives apparaissent surtout les Carpates Occidentales intérieures — la zone au sud de la zone du klippen belt. Dans la partie centrale et sud de cette zone les valeurs du flux thermique sont au-dessus de 60 mW/m^2 et celles des températures dans les 1000 m au-dessous de la surface sont au-dessus de 40 °C. On a délimité 24 zones et structures perspectives. Sur la base de l'avantage économique de l'exploitation de l'énergie thermique des eaux thermales (la température des eaux au-dessus de 40 (35) °C, du débit spécifique des puits forés au transvasement libre au-dessus de 0,1 l/s . m, la minéralisation des eaux jusqu'aux 10 g/l et la composition convenable des sels et des gaz) on a évalué perspectivement dans quatorze zones les ressources dynamiques naturelles de l'énergie thermique. Les ressources représentent environ 3,5 m^3/s d'eaux à la température moyenne de 60 °C. En utilisant la chaleur dans les limites de 60—20 °C ceci représente un rendement thermique de la valeur d'environ de 430 MW. Au moyen de 12 forages positifs (en tout 17 forages) on a obtenu environ 240 l/s d'eau à la température moyenne de 64 °C. Pour les eaux entre 64—20 °C ceci représente environ 44 MW.

Traduit par E. Bleho.

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 3, P. 121—141, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

Stanislav Gazda—Vladimír Hanzel

Influence of natural factors on chemical properties of groundwaters in the West Carpathians Mesozoic

4 text-fig. tab. 3, Russian summary

Contents

Introduction 121
Fundamental hydrochemical characterization of the Mesozoic of the West Carpathians 124
Influence of velocity and character of groundwater flow 126
Influence of altitude of catchment areas and dissection of relief 128
Influence of the type of hydrogeological structure 133
Influence of structural-mineralogical properties of natural carbonates 134
Intensity of karst processes in the West Carpathians 135
References 137
Russian summary 139

Abstract. L'article présenté donne la synthèse générale des conditions hydrogéochimiques des carbonates du Mésozoïque des Carpates Occidentales qui sont la ressource la plus importante des eaux souterraines de la République Socialiste Slovaque. Cette snythèse est basée sur une évaluation complexe des données hydrochimiques existantes et sur leur confrontation avec les données présentes sur la structure, géomorphologie et hydrogéologie géologique et tectonique du mésozoïque.

L'attention principale est consacrée à la clasification des causes des différences caractéristiques de la minéralisation et de la composition des ions des eaux souterraines du mésozoïque dans les massifs cristallins individuels et à l'évaluation de leur activité géochimique générale. Sur la base des calculs hydrochimiques du bilan on a évalué quantitativement l'actuelle intensité de la karstification des carbonates du mésozoïque des massifs cristallins selectionés des Carpates Occidentales.

Introduction

An important structure element of the West Carpathians are Mesozoic rocks in the stratigraphic range Lower Triassic to Lower Cretaceous. Their considerable surficial extension is connected with the specific character of folding, formation of the West Carpathians from geosynclines of the Alpine cycle. The Mesozoic forms a series of

Ing. S. Gazda, CSc.—RNDr. V. Hanzel, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

parallel anticlinores and synclinores, which formed with the alpine-type Cretaceous folding (M. Maheľ 1965). The anticlinores and synclinores roughly follow the direction of the Carpathian arc and consist of a large number of partial synclines and anticlines. From hydrogeological standpoint mainly the synclinores are important, in which prevailingly water-bearing carbonate complexes are situated, and within them mainly partial synclines (M. Maheľ 1966). The main structures of mediotype Neogene folding (meganticlines-mountains, megasynclines-depressions, lowlands) are superimposed on Cretaceous structures, diverging in various directions with them.

Mesozoic rocks are mainly represented in the Inner Carpathians, in the zone of core mountains, where they form the autochtonous and nappe envelope of partial structural elevations formed by blocks of the old basement of the Slovak massif (M. Maheľ et al. 1967). All three fundamental tectonic units of the Mesozoic (envelope, Krížna and Choč), with the exception of Branisko, Čierna hora and Humenské pohorie mts., are represented in all other core mountains. In the Malé Karpaty, Inovec, Malá Fatra and Tatras, forming the outer strip of core mountains, Mesozoic units are situated on the outer side only. In complicated horst meganticlines of the inner core mountains strip (Tribeč, Žiar, Veľká Fatra an Low Tatra) the Mesozoic extends on both sides although tectonically reduced on the inner side. Of differential extension is the Mesozoic in the Strážovské vrchy mts. in the E part unilateral, in the W part bilateral. The connecting link between the outer and inner strip of core mountains forms the narrow anticlinal zone of the Chočské vrchy mts. (Fig. 1).

The Slovenské rudohorie mts., of a morphological character essentially more homogeneous than the core mountains zone, is built up of two tectonic units — the Veporic and Gemeric. The Gemeric is thrust over the Veporic from the south. Both units have their envelope series (Struženík, Föderata, Rožňava — Železník, Meliata). Above them in nappe position are resting Mesozoic nappe outliers of the Silicic (Kozur H.—Mock R., 1973, Polák M.—Mello J., 1978).

The Mesozoic of the West Carpathians is formed by a variegated scale of rocks types different in petrography and lithology. Mostly spread and of greatest hydrogeological importance are limestones-dolomitic complexes of the Middle and Upper Triassic, taking up an area about 3300 km^2 and less also Jurassic and Cretaceous limestones. Other Mesozoic lithofacies are practically impermeable and have a function to direct groundwater circulation in limestone — dolomitic complexes. Thickness of these complexes is various in the individual tectonic units. In series of the envelope unit it varies predominantly within the range 100—200 m with maximum 400 m, in the Krížna unit series 100—600 m, in the Choč unit 250—750 m and in series of Gemeride units 680—1300 m.

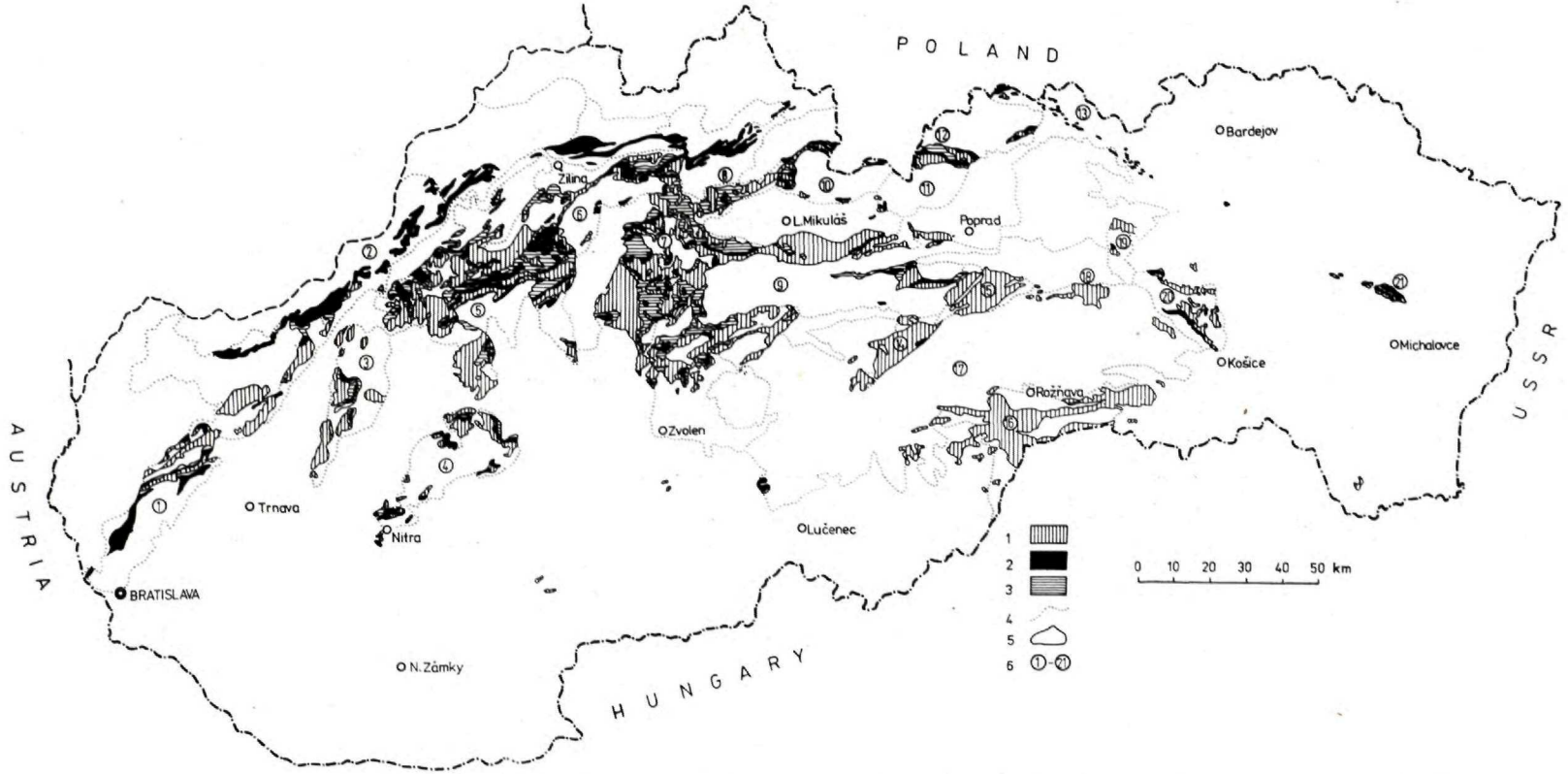


Fig. 1. Map of distribution of mesozoic carbonates in Slovakia. Compiled by V. Hanzel, 1977 (according of the Geological Map of Czechoslovakia 1:500 000).

1 — Triassic limestones and dolomites, highly aquiferous, 2 — Various types of Jurassic limestones, medium to low-aquiferous, 3 — Limestone — marlstone development of the Cretaceous, prevailingly lowaquiferous to impermeable, 4 — Boundaries of mountain ranges, 5 — Boundaries of carbonate extension, 6 — Names of mountain ranges: 1 — Malé Karpaty Mts., 2 — Biele Karpaty Mts., 3 — Považský Inovec Mts., 4 — Tribeč Mts., 5 — Strážovské vrchy Mts., 6 — Malá Fatra Mts., 7 — Veľká Fatra Mts., 8 — Chočské vrchy Mts., 9 — Nízke Tatry Mts., 10 — Západné Tatry Mts., 11 — Vysoké Tatry Mts., 12 — Belianske Tatry Mts., 13 — Pieniny Mts., 14 — Muránska planina plateau, 15 — Slovenský raj Mts., 16 — Slovenský kras Mts., 17 — Slovenské rudohorie Mts., 18 — Hnilecké vrchy (Galmus) Mts., 19 — Branisko Mts., 20 — Čierna hora Mts., 21 — Humenské vrchy Mts.

Fundamental hydrochemical characterization of the Mesozoic of the West Carpathians

Triassic limestones are usually karstificated with various intensity and show joint-karst to karst permeability. Various degree of karstification also display Jurassic limestones, mainly of envelope series (Malé Karpaty, Tríbeč, Western and Belianské Tatras). Triassic dolomites display mostly typical joint permeability, in places with a significant share of pore permeability. In some mountains dolomites (North Gemeride Mesozoic) are penetrated by a dense net of macrojoints, making possible a relatively quick circulation of groundwaters, in other mountain ranges (Považský Inovec, SW part of the Veľká Fatra, S part of the Strážovské vrchy, NE slopes of the Low Tatra) they are highly disturbed tectonically to fine rubble or sand with various share of aleuritic fraction. Liability of limestones to karstification is connected with preferred orientation of c-axes in the plane of their position (R. B. Hohlt 1948). In diagenetic and epigenetic dolomites c-axes of crystals have prevailingly casual orientation. Therefore the limestones display a greater tendency to widen already existing fissures and joints than to form secondary pores. Experimental facts confirmying this explanation are mentioned by G. V. Chilingar (1956). Total extent of karstification of carbonate complexes in the West Carpathians is considerable. According to A. Droppa (1973) karst areas bound to Triassic and Jurassic limestones occupy a total area of 1950 km^2. Connected with a different character of permeability of limestones and dolomites is a lower and hydraulically more equalized groundwater flow in dolomites, better equalizing capacity of dolomites in relation to precipitation regime and a more stable total regime of their groundwaters. In springs, the regime of which was traced for a long time, genetically bound to limestones or limestone-dolomite complexes with various representation of limestones and dolomites, variation coefficient of yield changes varied within the range 30 to 70 % and variation coefficient of mineralization changes 3.5 to 7 %. In case of springs genetically bound to dolomites variation coefficient of yield changes did not exceed 10 % and variation coefficient of mineralization changes 3 % (V. Hanzel—S. Gazda 1971).

The dominating genetic type of Mesozoic groundwaters in the West Carpathians are carbonatogenic waters, characterized by distinct calcium or calcium-magnesium-bicarbonate chemical composition, forming with dissolution of calcite or dolomite (S. Gazda 1970, 1975). A variously distinct shift of chemical composition towards the calcium-sulphate type is characteristic of cases when groundwaters of limestone-dolomitic complexes are more in contact with gypsum-bearing lithofacies (mainly the Permian — Werfenian, less also the Keuper). In the core mountains zone such cases are mainly bound to hydrogeological structures with deep or mixed (deep and shallow) circulation of groundwaters, which usually form carbonate complexes of steep position of the envelope or Krížna unit submerging below younger sediments

Table 1. Chemical composition of groundwaters of individual West Carpathian mountain ranges in relation to height step and surface dissection

Mountain range	Altitudes	Relative height range of relief (1)	Karst type (2)	Fundamental hydrogeochemical parameters (3)		
				mineralization mg/l	SO_4^{-2} mg/l	coefficient Mg/Ca
Malé Karpaty (204)	300—800 m a.s.l. in places	in marginal parts of moun-	b	497,5	36,6	0,43
Slovenský kras (309)	(Stráž. horn., Inovec)	tain ranges 101—108 m	a	481,15	28,0	0,15
Strážovská hornatina (65)	in limited areas also	in centr. part prevailingly	c	502,4	16,8	0,47
Považský Inovec (27)	more (with maximum	181—310 m and in places	b	484,0	24,3	0,56
Tríbeč — group of	about 1200 m a.s.l.)	in relatively considerable	b	552,5		0,31
Zobor (24)		extents (mainly Stráž. hornatina) 311—470 m.				
Low Tatra (152)	800—1500 m a.s.l. in pla-	in the Muráň plateau and	a	341,55	21,4	0,54
Chočské vrchy (156)	ces (mainly L. Tatra)	marginal parts of other	a, d	337,6	25,1	0,48
Malá Fatra (118)	in limited areas also more	mountain ranges 311—470,	a	318,5	28,4	0,39
Veľká Fatra (122)	(with maximum about	in centr. parts mostly	a	345,95	18,95	0,64
Muráň plateau (37)	2000 m a.s.l.)	471—640 m and restricted (mainly Low Tatra) above 641 m.	c	315,35	14,4	0,17
Bèlianske Tatry (26)	800—1500 m a.s.l., in places considerably more (with maximum about 2150 m a.s.l.)	in marginal parts 311—470 m in central part prevailingly more than 641 m.	a, d	250,6	19,95	0,43

Remarks:
1 — relative height differences on circle area with radius 2 km
2 — karst type after E. Mazúr—J. Jakal (1969): a — karst of monoclinal ridges, b — karst of horsts and combined fold-fault structures, c — plateau karst, d — high-mountain karst
3 — medians, number in parenthesis with mountain range name = number of hydrochemical data applied in mathematical-statistical treatment

of adjacent basins. Regarding to considerable deep reach of these circulations and their frequent tectonic supply with juvenile (in broader sense of word) CO_2 also numerous thermal and carbon-dioxide mineral waters of carbonatogenic, carbonate-sulphatogenic and sulphatogenic type are forming in these structures (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975), which are typical of the West Carpathians. Carbonate-sulphatogenic and sulphatogenic waters are relatively frequent also in the Gemeride Mesozoic, in the North Gemeride (Slovenský raj mts.) as well as South Gemeride (Slovak Karst) unit. Genetically linked with specific development of evaporite formation of the N part of the North Gemeride synclinorium (Slovenský raj mts.) are highly mineralized halogenic waters of soudium-chloride type with sulphate contents up to 4 g/l. The last genetic type of Mesozoic groundwaters of the West Carpathians are hydrosilicatogenic waters of sodium-sulphate type. They are bound to the variegated sequence of the Melaphyre group in the Choč unit (e.g. Low Tatra) and form their chemical composition by ion-exchange metamorphism of calcium-sulphate component, primarily originating with dissolution of gypsum.

Total mineralization of carbonatogenic waters varies within the wide range 0,1—1,0 g/l with maximum frequency of occurrence (for n = 1252) in intervals 0,2—0,3 g/l (16,0 %), 0,3—0,4 g/l (33 %), 0,4—0,5 g/l (23 %) and 0,5—0,6 g/l (20 %). Considerable variability of mineralization together with characteristic distribution of its median values in the individual mountain ranges (Tab. 1) is conditioned by total action of a series of factors, among them mainly of different permeability character of limestones and dolomites, altitude of catchment areas, dissection of relief and type of hydrogeological structure. All these factors in their terminal effect determine hydrodynamic conditions of groundwater circulation in carbonate complexes and so also the total real time of their contact with rock environment.

Influence of velocity and character of groundwater flow

Under conditions of rapid turbulent flow, characteristic of typical karst circulations or shallow circulations in tectonically highly disturbed complexes the contact of liquid phase with rocks environment is of relatively short duration and its action more physical-mechanical than physical-chemical. Under such hydrodynamic conditions groundwaters have not the possibility to achieve equilibrium state of saturation against the rock environment, regularly evident in their low mineralizations and in practically commonly present relatively considerable residual hydrolytical capacity (aggressive CO_2). A characteristic example is the underground stream of Demänovka, issuing from an extensive karst system developed in the Gutenstein limestones of the Krížna unit at the NE slopes of the Low Tatra and displaying mineralization 120—160 mg/l. The surface waters of the crystalline with mineralization 50—70 mg/l enter this system with several ponors at a distance of 1,5—3,5 km from the point

of issue. The completing source of this issue are groundwaters proper of the surrounding carbonate complex, drained by the underground stream of Demänovka in amounts 150 to 500 l/s (E. Kullman 1976). In typical joint circulations (non-karstified limestones and dolomites) the contact of groundwaters with rocks environment is of longer duration, showing positively in total quantitative effect of carbonate dissolution and so in their higher mineralization compared with joint-karst or karst waters. As an example may be mentioned groundwaters of shallow joint circulations in the upper part of the limestone complex of the Muráň plateau, with mineralization 0,35—0,45 g/l whereas typical karst issues draining this complex at the level of erosion base display mineralization 0,25—0,35 g/l only. In joint circulations in dolomites relatively often we encounter with cases when their mineralization is on an average higher than mineralization of analogous joint or joint-karst circulations in limestones although solubility of dolomite is somewhat lower compared with calcite. Illustrative in this direction is comparison of average mineralization of limestones (0,23 g/l; n = 10) and dolomites (0,3 g/l; n = 14) of the V. Bok group, issuing in approximately equal geomorphological position at the NE slopes of the Low Tatra. Analogous relations display also mineralizations of waters from limestones and dolomites in the Veľká Fatra, Malá Fatra, Inovec mts. etc.

Dissolution of calcite is a complex of processes, most important of which are: dissociation of calcite (a), reaction $CO_3^{-2} + CO_2 + H_2O \rightarrow 2HCO_3^-$ (b), dissolution of CO_2 in water (c) and transfer of ions in solution by means of dissusion and movement of liquid phase (d). The experiments of P. K. Weyl (1958) have shown that the rate of calcite dissolution is independent on the course of processes a-c and controlled only by the rate of diffusion processes, through which dissolution product (ions Ca^{+2} and HCO_3^-) are taken away from the phase boundary. The rate of diffusion processes is higher with larger concentration gradient acting from a thin film of saturated solution immediately adhering to the surface of solid phase towards the middle of flowing liquid. The magnitude of concetration gradient depends in direct proportion on the speed of liquid phase flow. For the case of idealized joint with laminar flow of liquid phase P. K. Weyl (1958) derived relation $1 = 0{,}301 \cdot v \cdot d^2/D$, where v-is flow rate, d-joint width, D-diffusion constant $2 \cdot 10^{-5}$ cm^2/s and 1-distance the water has to pass to reach 90 % saturation against calcite. The distance, at which water attains 99 % saturation against calcite is approximately twofold the distance calculated according the mentioned relation. According to existing data from the West Carpathians, Alps, Dinarides and Urals, summarized in works by D. V. Ryžikov (1948) and V. Hanzel (1966), real rates of flow of joint-karst waters vary within the range 0,01—0,38 m/s. The lower part of this interval is characteristic of carbonate complexes with prevailing joint permeability, the upper part of intensely karstified limestones with rapid circulation in karst channels. Distances necessary to attain saturation of water against calcite calculated

with application of the mentioned rates, are considerable. For instance, in the limestone-dolomite complex of the Biely Váh group in the Jánska dolina valley (Low Tatra) with average flow rate 0,06 m/s this distance is about 1,8 km, in highly karstified Wetterstein limestones of the Muráň plateau (average flow rate 0,09 m/s) about 2,7 km and in limestones of the Drienok group near Poníky (average flow rate 0,035 m/s) about 1,1 km. The mentioned distances are valid for relatively large open joints 1 cm wide. In case of smaller joints up to 0,5 cm in size corresponding distances are 450, 700 or 270 m, in case of larger joints up to several tens of km. Prevailing distinct nonsaturation of joint-karst waters of the West Carpathians against calcite (e.g. waters of the Biely Váh group in the Low Tatra totally display values I_c predominantly within the limite $-0,5$ to $-2,4$) proves that their circulations do not attain these limit distances. An exception are joint-karst waters of deeper circulations with temperatures above 10 °C, which are usually saturated and at higher mineralizations (more than 0,5 g/l) also oversaturated in relation to calcite. The dissolution rate of dolomite is considerably lower, not being controlled by diffusion processes but by its dissociation rate (P. K. Weyl 1958). So it is possible to attain equilibrium state between dolomite and water in circulations with very slow or longer lasting flow only. This is confirmed by the results of thermodynamic analysis (S. Gazda—T. Pačes 1975), after which to depths around 300 m it is real to attain equilibrium with dolomite mostly only in cases when circulation ways of groundwaters are more supplied with deep CO_2. Some exception in this regard are dolomitic sands with prevailing pore permeability, in which besides slow flow to a large extent also total specific surface of solid phase is sharing hydrochemically. With larger surface, i.e. with more fine-grained dolomitic sand, a larger amount of ions passes into the solution per time unit. The underground waters of dolomitic sands therefore may attain a state of saturation also in relatively shallow subsurface circulation conditions.

Influence of altitude of catchment areas an dissection of relief

A feature characteristic of Mesozoic carbonate complexes of the West Carpathians is their complicated inner structure, conditioned by variety and considerable vertical and horizontal variability of lithofacial composition, diversity of tectonic forms and styles and deformations evoked by several folding phases. The result is complicated spatial alternation of limestones, dolomites and impermeable lithofacies, prevailing combined joint-karst permeability of carbonate complexes and their dissection into a series of partial hydrogeological structures with different conditions of groundwater circulation. The share of groundwater circulation in karst channels or large open joints and in small joints may be valuated on the basis of analysis of depletion curves of springs draining the given hydrogeological structure (E. Kullman—I. Petráš 1977). In Tab. 2 are confronted values of depletion coefficients α_1 (small joints) and

Table 2. Relations between flow regime and groundwater mineralization of carbonate complexes

Hydrogeological character of rocks environment	Examples	Coefficient of depletion from karst channels or large joints (α_2)	Coefficient of depletion from small joints (α_1)	Mineralization (mg/l)	Coefficient Mg/Ca
Highly jointed to crushed Triassic dolomites with dense regular network of small joints (Krížna unit of the Malé Karpaty mts.)	Sološnica spr. "Polčina III" (Q 1,31—11,6 l/s T 8—9°C)	$2{,}57 \cdot 10^{-2}$—$3{,}31 \cdot 10^{-2}$	$2{,}53 \cdot 10^{-3}$—$3{,}10 \cdot 10^{-3}$	460—540	0,53—0,57
	Sološnica spr. "Holba Grunty I" (Q 4,35—36,4 l/s; T 9—10°C)	$2{,}19 \cdot 10^{-2}$—$4{,}56 \cdot 10^{-2}$	$2{,}62 \cdot 10^{-3}$—$3{,}33 \cdot 10^{-3}$	500—520	0,53—0,58
highly jointed Triassic dolomites alternating with slightly to medium karstifield and jointed limestones (Krížna unit of Strážovská hornatina mts.)	Klačno spr. "Kamenná dolina" (Q 2,38—25,3 l/s; T 7—8°C)	$5{,}30 \cdot 10^{-2}$—$7{,}23 \cdot 10^{-2}$	$7{,}60 \cdot 10^{-3}$—$7{,}80 \cdot 10^{-3}$	423,95	0,45
prevailingly pure Triassic limestones with large open joints and intense karstification (first example — Choč unit of the Strážovská hornatina mts., second example — South Gemeride unit of the Slovak karst).	Slatina n. Bebravou spr. "Pri moste" (Q 37,8—485 l/s; T 9—10°C)	$9{,}28 \cdot 10^{-2}$—$1{,}49 \cdot 10^{-1}$	$1{,}05 \cdot 10^{-2}$—$1{,}15 \cdot 10^{-2}$	475—505	0,36—0,42
	Krásnohorská Dlhá Lúka spr. "Buzgo" (Q 8,3—450 l/s; T 9—10°C)	$9{,}65 \cdot 10^{-2}$—$1{,}77 \cdot 10^{-1}$	$1{,}18 \cdot 10^{-2}$—$1{,}35 \cdot 10^{-2}$	510—570	0,09—0,11

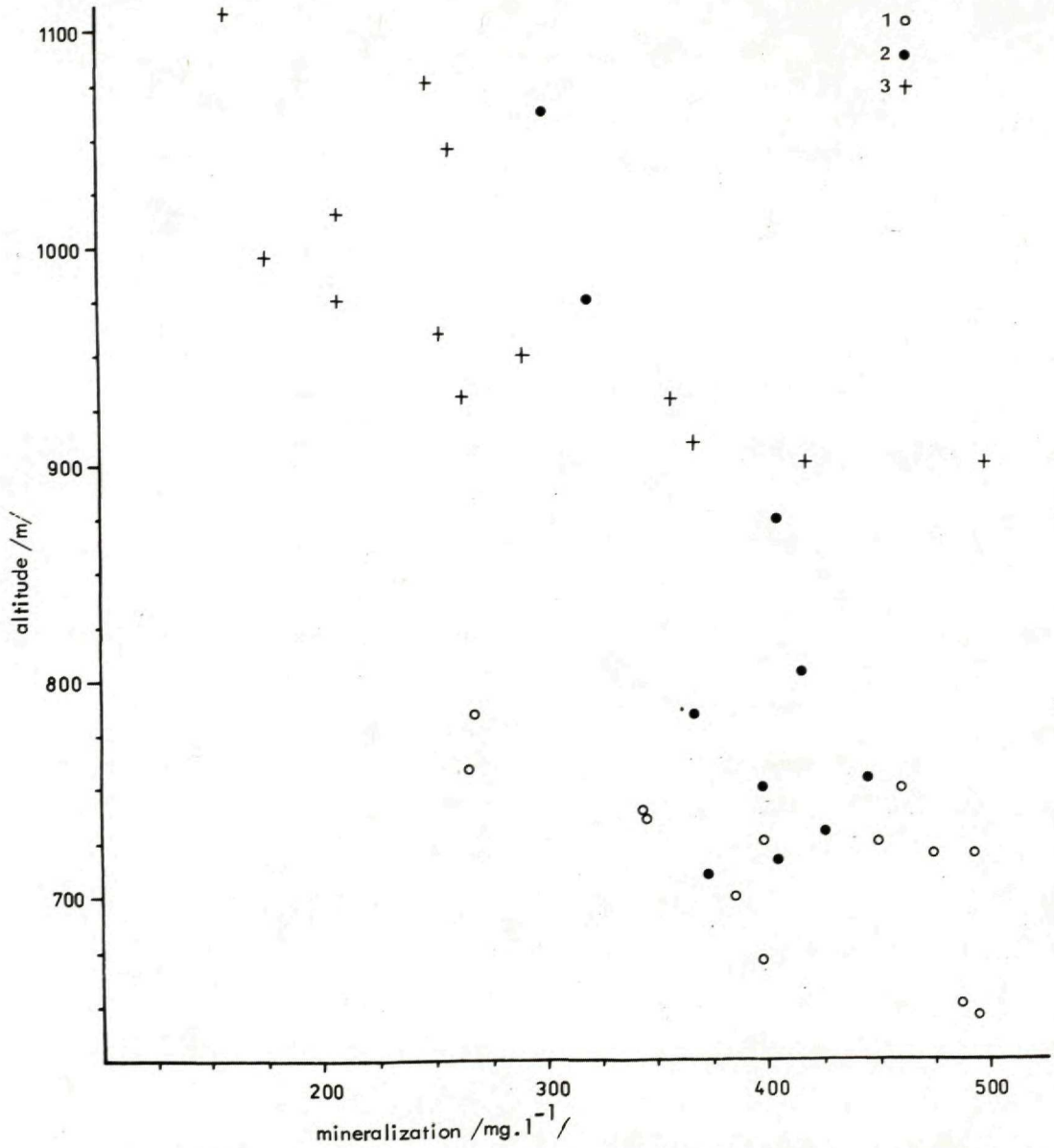


Fig. 2. Dependence of groundwater mineralization in dolomites on altitude of their issue. 1 — Biely Váh group (Choč unit), 2 — Čierny Váh group (Choč unit), 3 — Veľký Bok group (Krížna unit).

α_2 (karst channels) of some selected springs with different flow regime with their fundamental hydrochemical parameters. Setting out from the above mentioned discussion we should expect that springs draining intensely karstified limestones with

prevailing rapid flow in karst channels will display essentially lower mineralizations than springs with predominant joint flow regime. Comparison of examples mentioned in Tab. 2 does not confirm this assumption. For the limestone-dolomite complex of the Krížna unit in the Malé Karpaty mts. E. Kullman (1977) mentions the share of circulation in small joints 92,5 % and the share of circulation in karst channels 7,5 % only. Average mineralization of groundwaters of this hydrogeological structure (495,8 mg/l; n = 28) is approximately equal as in groundwaters of the Slovak karst (with intensely developed plateau karst), where the share of circulation in karst channels is incontestably essentially higher (Tab. 1). The mentioned facts indicate a great complexity of total joint-karst water regime and prove also other factors taking part largely in formation of their mineralization besides lithology and fracturing degree of carbonate complexes.

One of these factors is the altitude of catchment areas of joint-karst waters and dissection of their relief. The relief largely influences climatic conditions on the one hand, inducing their distinct height and space differentiation, conditions of infiltration and underground circulation of precipitation waters on the other hand. With rising altitude the air temperature sinks (in annual average by about 0,4—0,5 °C/100 m), precipitation increases (from about 600—800 mm at the foothills of mountain ranges to more than 2000 mm in highest altitudes, NW slopes have in equal height steps by 80—100 mm more precipitation on an average than SE slopes), evaporation decreases and the share of surface discharge of precipitation waters increases. With more dissected relief the underground discharge of precipitation waters is more rapid towards local erosion levels and their contact with the rocks environment is of shorter duration. Under otherwise equal conditions this regularity is evident in gradually increasing groundwater mineralization with sinking altitude of their circulation ways. In Fig. 2 this regularity is demonstrated on the example of groundwaters from dolomites of the Krížna and Choč units, issuing in various altitudes at the NE slopes of the Low Tatra. In this regard still more evident is the distinctly differentiated average mineralization of carbonatogenic waters of three West Carpathian mountain groups, delimited according to their prevailing height step of surface and its relative height dissection. Considerable space and time variability of air and soil temperature, mainly characteristic of mountain ranges with higher altitude, significantly influence hydrochemical processes taking place with infiltration of precipitation waters through the soil cover and to a lesser degree also in the course of their further underground circulation. With sinking temperature the content of CO_2 dissolved in water and thus also total hydrolytical capacity increases. On the other hand, sinking temperature has negative influence on the intensity of biochemical processes and so also on total CO_2 production in soil cover, thickness of which usually decreases with higher altitude. The significant influence of partial CO_2 pressure in underground atmosphere on the size of mineralization of carbonatogenic waters clearly illustrates Fig. 3.

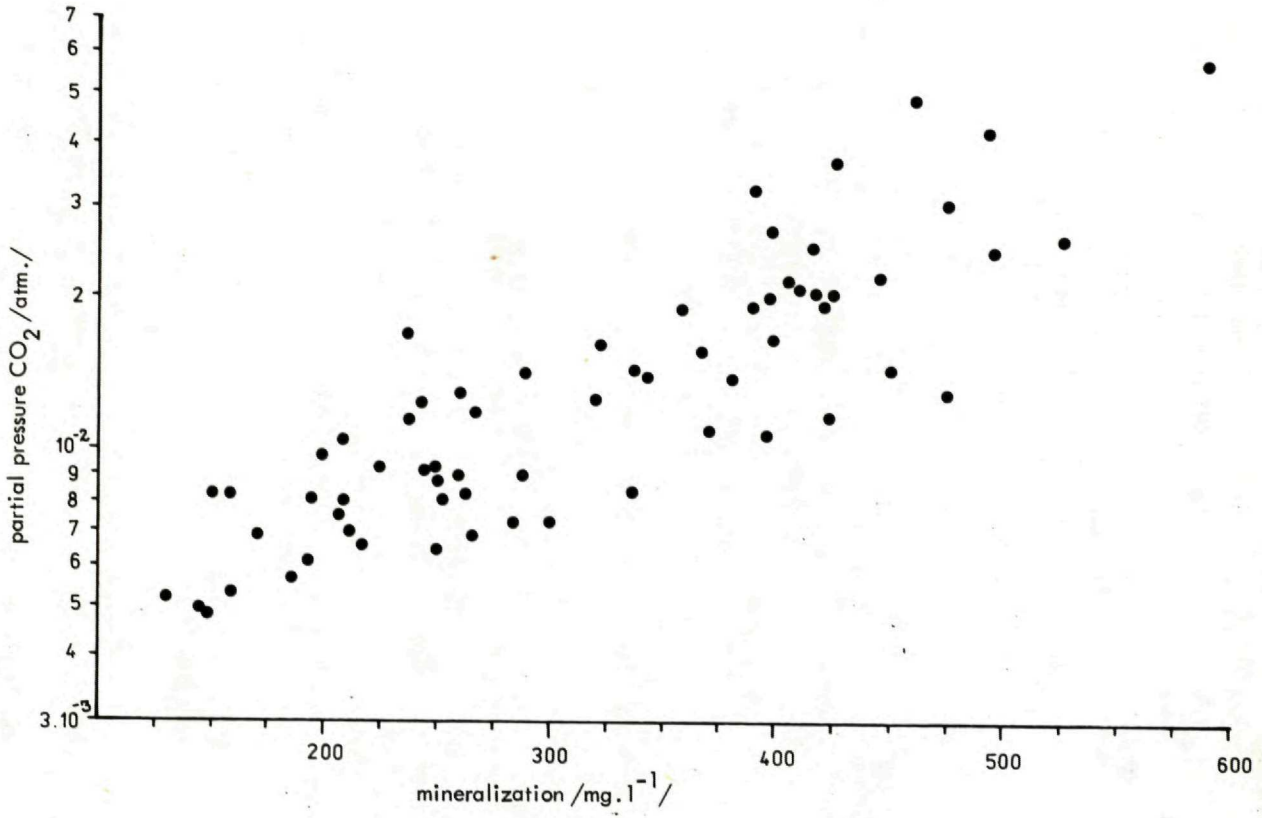


Fig. 3. Dependence of groundwater mineralization in mesozoic carbonate complexes on CO_2 partial pressure in subterraneous atmosphere.

Influence of the type of hydrogeological structure

Another important factor is the type of hydrogeological structure, conditioned by its morphotectonic position. Characteristic of usually highly tectonically disturbed carbonate complexes of the envelope and Krížna units steeply lying on the crystalline of core mountains are groundwaters with mineralization mostly below 0,3 g/l (e.g. the Veľký Bok group on the NE slopes of the Low Tatra, the High-Tatric group and subsidiary nappes of Havran and Skalky in the Belianske Tatra, etc.). These complexes with quick and shallow groundwater circulation are usually to a large extent suplied by surface discharge from the crystalline, which under favourable lithological and tectonic conditions forms extensive karst systems in them (so called karst of monoclinal ridges in the sense of classification of E. Mazur—J. Jakal 1969), making groundwater circulation more rapid (e.g. cave system of the Demänovská dolina valley in the Low Tatra). A shallow circulation and low mineralization display also groundwaters of nappe outliers and slices of the Choč unit flat-lying on the impermeable substratum above the erosion level (e.g. Chočské vrchy mts., W part of the Malá Fatra, N part of the Veľká Fatra, Western Tatra etc.) or groundwaters of synclines of carbonates undeeply folded in the crystalline (e. g. Trangoška and Koňský Grúň synclines in the Low Tatra, folded in strips of the envelope unit in the Malé Karpaty crystalline, synclines of the Malá Fatra group in the Malá Fatra etc.). In hydrogeological structures with deeper circulation the contact of water with rock environment is longer, reflecting positively in the quantitative dissolution effect of carbonates and so also in total mineralization of their groundwaters. This regularity is shown very clearly in Fig. 4, expressing

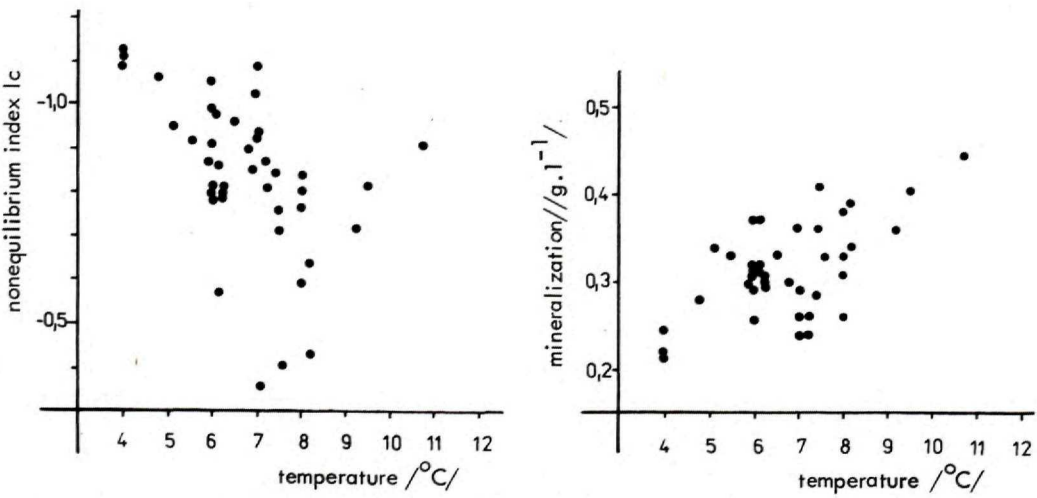


Fig. 4. Relation of nonequilibrium index I_c of mineralization and temperature of carbonatogenic waters of the Chočské vrchy Mts.

dependence of saturation index against calcite (I_c), mineralization and temperature of carbonatogenic waters of the Chočské vrchy mts. In structures with deeper circulation often extensive groundwater reservoirs form, drained by overflowing barrier springs, characterized by higher temperatures and an essentially more equalized regime of yield and chemical composition when compared with springs of shallow circulations. A clear example is the carbonate complex of the envelope unit in south part of the Tríbeč mts. (Zobor group), divided by an elevation of the impermeable substratum (Lower Triassic shales) into two hydrogeological structures with different conditions of groundwater circulation. The eastern structure, with conditions for deeper circulation, is characterized by groundwaters with mineralization 0,7—1,0 g/l and temperature 16—21 °C. A very equalized regime of chemical composition of barrier springs draining this structure (e.g. mineralization of springs in Pohranice changed only within the range 765—800 mg/l in the course of two-years systematic observation) documents the existence of a hydrochemically essentially homogeneous groundwater reservoir, in which the changes of climatic factors, conditioning some variability of its dynamic reserves, are practically not evident. In the western structure with essentially shallower groundwater circulation, mineralization of groundwaters varies 0,4—0,6 gr/l and temperature 10—13 °C. Another example are groundwaters of barrier springs draining the dolomite block of the Biely Váh group in the area of Svit, which, compared with other hydrogeological structures of the Choč unit of the Low Tatra, display highest mineralizations (0,4—0,5 g/l) and temperatures (10—15 °C). Favourable preconditions for a deeper groundwater circulation are often created also in structures with prevailing shallow circulation. An example are springs issuing from dolomites of the Veľký Bok group in S or SE neighbourhood of the village Liptovská Teplička, displaying distincly higher mineralizations (0,35—0,5 g/l) compared with other waters of this structure. These springs represent a deeper circulation in direction of prevailing groundwater flow, directed to the surface by the tectonic contact of the Veľký Bok group with the Melaphyre group. In the eastern part of this structure are conditions also for deep circulation of groundwaters, occurring at the surface in analogous tectonic position in the spring „Hranovnické pleso" with yield arround 20 l/s, mineralization around lg/l and temperature about 20 °C.

Influence of structural-mineralogical properties of natural carbonates

The extent of mineralization of carbonatogenic waters is variously influenced also by some structural-mineralogical particularities of natural carbonates. Natural dolomites are predominantly nonstechiometric with various degree of structure disorder (e.g. in dolomites of the Krížna and Choč units of the Low Tatra equivalent Mg/Ca ratio varies within the range 0,7 to 1,2). Solubility of these so called protodolomites

is higher then solubility of ideal dolomite and increases proportionately with increasing disorder of their structure. Natural limestones contain predominantly a variously large isomorphous admixture of $MgCO_3$, with the increase in which their solubility distinctly increases. Groundwaters which are in contact with such limestones usually display higher values of Mg/Ca coefficient than in rock und also their calcium concentrations are higher than equilibrium concentrations corresponding to solubility of pure calcite under given thermodynamic conditions. Negative influence on solubility of limestones has clay admixture. Locally to a relatively large extent also mineralization influence of impermeable lithofacies may be evident, directing groundwater circulation in limestone-dolomite complexes (dissolution of gypsum, oxidation of pyrite, hydrolytical decomposition of chlorites and hydromicas, etc.).

Intensity of karst processes in the West Carpathians

For objective quantitative evaluation of present-day intensity of karst processes in the West Carpathians we have not all necessary data available. In the first place longer-dated time-synchronized observation of all fundamental parameters of total groundwater regime in suitably selected hydrogeological structures is lacking. Insufficiently precize or incomplete is also our knowledge on average thicknesses and total volumes of carbonate complexes, on chemical composition of source precipitation or surface waters, on the quantitative importance of the individual factors coacting in karst formation and on total discharges of groundwaters from individual hydrogeological structures. The results of karstification coefficient calculations for some hydrogeological structure, summarized in Tab. 3, are therefore of orientation character only. These calculations set out from the balance of total $CaCO_3$ yield from the structure, taking into account the content of calcium in precipitation or surface waters of the crystalline. Karstification coefficient is expressed by weight amount of $CaCO_3$ taken from unit volume of the structure or by the volume of newly formed karst spaces in relation to 1 km^3 of structure. In recalculation of $CaCO_3$ weight amount to volume specific gravity of calcite 2,712 g/cm^3 was used (S. P. Clark 1966). Most representative karstification coefficient values were obtained for the Krížna unit of the Malé Karpaty mts., where the applied groundwater discharge values represent a ten-years period of observation (1957—1966), hydrologically evaluated in details by D. Duba—E. Kullman (1968) and E. Kullman (1977). In this structure hydrologically closed (from the underlier by impermeable Albian-Cenomanian sequences of the envelope unit, from NW by the impermeable Permo-Werfenian of the Choč unit) karstification coefficient values vary 185—308 $t/y/km^3$ with long-dated annual average about 240 $t/y/km^3$. Relatively representative are also karstification coefficient values for the Žihlavník block in the Strážovské vrchy mts. (formed by the carbonate complex of the Choč

Table 3. Minimum values of karstification coefficient in selected hydrogeological structures

Structure mountain range	Area and approximate volume of structure km^2, km^3	Minimum discharge of groundwaters l/s	Average content of Ca^{+2} in water mg/l	Total yield of $CaCO_3$ t/y	$CaCO_3$ yield per volume unit $t/y/km^3$	Volume of newly formed karst spaces m^3 m^3/km^3
Veľký Bok group Low Tatra mts.	42,4 9,33	1375,0	34,5	3735,9	400,4	1380 147,65
Žihlavník block Strážovské vrchy mts.	28,8 7,2	170,0	88,0	1178,1	163,6	435 60,3
SW part of Krížna unit Malé Karpaty	12,9 3,22	82,6	91,7	596,5	185,25	220 68,3
nappe outlier of V. Choč Chočské vrchy mts.	19,6 6,86	344,3	56,3	1526,6	222,5	565 82,4
Plešivská planina plateau Slovak Karst	51,7 25,85	721,4	100,2	5692,7	220,2	2100 89,25
West part of Hačava-Jasov structure Slovak Karst	15,7 6,28	78,5	87,4	1166,7	185,8	430 68,5

unit resting on the hydrogeologically unfavourable Albian and Neocomian sequence), with available observation results from the years 1955—1962 although without more detailed hydrological evaluation. Karstification coefficient values, related to minimum and maximum groundwater discharges (170—680 l/s according to E. Kullman 1964), are varying 160—650 t/y/km^3 in this structure. In other mentioned exemples groundwater discharge values established with 2—3 years hydrological balances were applied in karstification coefficient calculation. Tab. 3 shows that in various structural-geological and morphological parts of the West Carpathians present-day intensity of karst processes varies approximately at an equal level, characterized by minimum karstification coefficient values 160 to 220 t/y/km^3. The anomalous high intensity of karst processes in the Veľký Bok group is obviously in connection with its morphotectonic position (high, altitudes, dissected relief and so also rapid and shallow groundwater circulation) and with intense washing not only by directly infiltrating precipitation waters but mainly by surface discharge from the adjacent crystalline of an area around 40 km^2.

Reviewed: J. Jákal.
Translation: E. Jassingerová.

References

CLARK, S. P. 1966: Handbook of Physical Constans. Geological Society of America, Inc. Memoir 97, New York.

DROPPA, A. 1973: Prehľad preskúmaných jaskýň na Slovensku. Slovenský kras, 11, Liptovský Mikuláš, 111—152.

DUBA, D.—KULLMAN, E. 1968: Bilančné výpočty krasových vôd v Malých Karpatoch. Vodohospodársky časopis, 16, 4, Bratislava, 480—490.

FRANKO, O.—GAZDA, S.—MICHALÍČEK, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—230.

GAZDA, S. 1970: Formovanie chemizmu podzemných vôd mezozoika Západných Karpát. In: Zachytávanie a využívanie krasových vôd. SVTS, Považská Bystrica, 39—52.

GAZDA, S.—PAČES, T. 1975: Použitie termodynamiky pri riešení genetických problémov prírodných vôd. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—185.

GAZDA, S. 1975: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Zborník materiálov z III. celoslovenskej geologickej konferencie, Slov. geol. úrad — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—50.

GAZDA, S. 1976: Hydrogeochemické pomery mezozoika SZ svahov Nízkych Tatier. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—44.

HANZEL, V. 1966: Hydrogeologické problémy výskumu krasových vôd. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—97.

HANZEL, V.—GAZDA, S. 1971: Niektoré poznatky o režime puklinovo-krasových vôd SV svahov Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—25.

HANZEL, V.—GAZDA, S. 1973: Hydrogeologický výskum chočského príkrovu a série V. Boku Nízkych Tatier. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—204.

HANZEL, V.—GAZDA, S. 1974: Hydrogeologická mapa 1 : 200.000, list Poprad. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—296.

HOHLT, R. B. 1948: The nature origin of limestone porosity. Colorado School of Mines Quart 43, 4, Denver, 1—51.

CHILINGAR, G. V. 1956: Use of Ca/Mg ratio in porosity studies Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 40, 11, Tulsa, 2489—2493.

CHILINGAR, G. V. 1956: Solubility od calcite, dolomite and magnesite and mixtures of these carbonates. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 40, 10, Tulsa, 2770—2773.

KOZUR, H.—MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zborn. Geologica carpathica, Bratislava, 365—374.

KULLMAN, E. 1964: Krasové vody Slovenska a ich hydrogeologický výskum. Geol. Práce, Správy 32, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—28.

KULLMAN, E. 1976: Hydrogeologický výskum mezozoika SZ svahov Nízkych Tatier. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—116.

KULLMAN, E. 1977: Hydrologické a hydrodynamické hodnotenie podzemných vôd v puklinovom a puklinovo-krasovom prostredí. Geol. Práce, Správy 67, Bratislava, 181—210.

KULLMAN, E.—PETRÁŠ, I. 1977: Čiary vyčerpávania prameňov a ich využitie pre hydrogeologickú charakteristiku horninového prostredia. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—238.

MAHEĽ, M. 1965: Morphotectonic and structural-tectonic division of West Carpathians. Geol. Práce, Správy 26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—62.

MAHEĽ, M. 1966: Niektoré hydrogeologické problémy vo svetle nových tektonických poznatkov. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—164.

MAHEĽ. M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. 2, Západní Karpaty, 1, Academia, Praha, 1—496.

MAZÚR, E.—JÁKAL, J. 1968: Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. Slovenský kras, 7, Liptovský Mikuláš, 5—40.

POLÁK, M.—MELLO, J. 1978: Facial Paleogeografical Outline of the Middle Triassic of the West Carpathians. Zborník Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—314.

RYŽIKOV, D. V. 1948: O gidrogeologičeskom charaktere karstovych procesov. Zapiski Uralskogo geologičeskogo občestva, 2, Moskva.

WEYL, P. K. 1958: The solution kinetics of calcite. J. Geol. 66, 2, Chicago, 163—176.

Станислав Газда—Владимир Ганзель

Влияние природных факторов на химизм подземных вод мезозоя Западных Карпат

Резюме английского текста

Крупным структурным элементом Западных Карпат являются горные породы мезозоя в стратиграфическом диапазоне с нижнего триаса до нижнего мела. Их значительное поверхностное распространение связано со специфическим характером складкообразования и формирования Западных Карпат из геосинклиналей альпийского цикла.

Мезозойские породы представлены, главным образом, во внутренних Карпатах, в поясе ядровых кряжей, кде они образуют автохтонную и покровную оболочку частичных структурных элеваций, сложенных блоками древнего основания словацкого массива.

Мезозой состоит из пестрой шкалы петрографически и литологически различных типов пород. Самое большое распространение и самое большое гидрогеологическое значение получают известняково-доломитовые комплексы среднего и верхнего триаса, занимающие площадь около 3300 км^3, а менее тоже известняки юры и мела (рис. 1).

Триасовые известняки обыкновенно до разной степени интенсивно закарстованы, обладая трещинно-карстовой до карстовой водопроницаемостью. Разную степень закарстования показывают тоже юрские известняки, прежде всего, серий оболочки. Триасовые доломиты обладают преимущественно типичной трещинной водопроницаемостью, местами со значительной долей поровой водопроницаемости. В некоторых кряжах доломиты (северогемеридный мезозой) проникнуты густой сетью макротрещин, способствующих относительно быстрой циркуляции подземных вод, а в других (Иновец, ю.-з. часть Великой Фатры, ю. часть Стражовских холмов, с.-в. склоны Низких Татр) они тектонически сильнонарушены до тонкозернистой мелочи или же песка с разной долей илистой фракции.

С разным характером водопроницаемости известняков и доломитов связано более медленное и гидравлически более выравненное течение подземных вод в доломитах, лучшая способность компенсирования у доломитов в отношении к режиму осадков и более устойчивый общий режим содержащихся в них подземных вод.

Преобладающим генетическим типом подземных вод мезозоя Западных Карпат являются карбонатогенные воды Ca—HCO_3 или Ca—Mg—HCO_3 типа, образующиеся вследствие растворения в воде кальцита или же доломита. Выразительный до разной степени сдвиг химического состава в направлении к типу Ca—SO_4 содержащему сернокислый кальций, характерен для тех случаев, когда подземные воды известняково-доломитовых комплексов находятся в относительно значительном контакте с гипсоносными литофациями (прежде всего пермо-верфен, менее тоже кейпер). В поясе ядровых кряжей такие случаи связаны, главным образом, с гидрогеологическими структурами, обладающими глубинной или же смешанной (т.е. глубинной и приповерхностной) циркуляцией подземных вод; эти структуры сложены обыкновенно крутопадающими карбонатными комплексами единицы оболочки или же крижнянской единицы, погружаюгимися под более молодые отложения смежных котловин. В связи со значительным протяжением этих циркуляций в глубину и с их частым тектоническим снабжением ювенильным (в более широком понимании) CO_2 в этих структурах формируются тоже многочисленные источники термальных и углекислых минеральных вод карбонатогенного, карбонато-сульфатогенного и сульфатогенного типов, являющиеся для Западных Карпат типичными.

Общая минерализация карбонатогенных вод колеблется в широком диапазоне 0,1—1,0 г/л с максимальной частотой появления (для n = 1252) в интервале 0,3—0,6 г/л. Значительная изменчивость минерализации вместе с характеристическим распределением ее величин медианы в отдельных кряжах (табл. 1) обусловлена комплексным воздействием ряда факторов, в том числе, главным образом, различным характером водопроницаемости известняков и доломитов, высотой инфильтрационных областей питания над уровнем моря (рис. 2), изрезанностью рельефа и типом гидрогеологической структуры. Все эти факторы в конечном результате определяют гидродинамические условия циркуляции подземных вод в карбонатных комплексах, а, таким образом, тоже общую реальную продолжительность их контакта с окружающей средой горных пород.

Для обыкновенно тектонически сильнонарушенных карбонатных комплексов единицы оболочки и крижнянской единицы, крутопадающих на кристаллические породы ядровых кряжей, характерны подземные воды с минерализацией преимущественно ниже 0,3 г/л (напр. серия Великого Бока на с.-в. склонах Низких Татр, высокотатранская серия и частичные покровы Гаврана и Скалок в Беланских Татрах и т.д.). Эти комплексы с быстрой и приповерхностной циркуляцией подземных вод обыкновенно значительно питаются поверхностным стоком с кристаллических пород, образующим в них, в благоприятных литологических и тектонических условиях, пространные карстовые системы (т. наз. карст моноклинальных хребтов); таким образом, циркуляция подземных вод далее ускоряется (напр. пещерная система Деменовской долины в Низких Татрах). Приповерхностной циркуляцией и низкой минерализацией обладают тоже подземные воды останцев покрова и чешуй хочской единицы, полого залегающих на непроницаемом основании над базисом эрозии (напр. Хочские холмы, з. часть Малой Фатры, с. часть Великой Фатры, Западные Татры и т.д.), или же подземные воды синклиналей карбонатов, неглубоко смятых в кристаллиникуме (напр. синклиналь Трангошки и Конского Груня в Низких Татрах, смятые полосы единицы оболочки в кристаллиникуме Малых Карпат, синклинали малофатранской серии в Малой Фатре и т.д.). В гидрогеологических структурах с более глубинной циркуляцией контакт воды с окружающей средой горных пород продолжается, что и проявляется положительно в количественном эффекте растворения карбонатов и, следовательно, тоже в общей минерализации подземных вод. Эта закономерность очень наглядно показана на рис. 4, выражающем зависимость показателя насыщения в отношении к кальциту (I_c), минерализации и температуры карбонатогенных вод Хочских холмов.

В табл. 3 подведены итоги ориентировочных вычислений коэффициента закарстования для некоторых гидрогеологических структур. Эти вычисления исходят из баланса общего выхода $CaCO_3$ из структуры, учитывая привнос кальция дождевыми водами или же поверхностным стоком с кристаллиникума. Коэффициент закарстования выражается весовым расходом $CaCO_3$, выходящим из удельного объема структуры, или же объемом новообразованных карстовых пустот, отнесенным к 1 км^3 данной структуры.

Из упомянутой таблицы видно, что современная интенсивность карстовых процессов в разных структурно-геологических и морфологических частях Западных Карпат находится на приблизительно одинаковом уровне, характеризованном минимальными величинами коэффициента закарстования 160 до 220 т/г/км^3. Аномально высокая интенсивность карстовых процессов в серии Великого Бока связана с ее морфотектонической позицией (большие высоты над уровнем моря, изрезанный рельеф, а вследствие того тоже быстрая, приповерхностная циркуляция подземных вод) и с интенсивной промывкой не только прямо просачивающимися дождевыми водами, но, главным образом, поверхностным стоком со смежного кристаллиникума площадью приблизительно в 48 км^2.

Пояснения к рисункам 1–4

Рис. 1. Карта распространения карбонатов мезозоя в ССР (В. Ганзель 1977, с применением Геологической карты ЧССР, масштаба 1 : 500 000).
1 – триасовые известняки и доломиты, трещинная и карстовая водопроницаемость, сильноводоносные; 2 – разные типы юрских известняков, трещинная водопроницаемость, средне- до слабоводоносных; 3 – известняково-мергелистое развитие мела, преимущественно слабоводоносное до непроницаемого; 4 – граница орографических комплексов; 5 – граница распространения карбонатов; 6 – названия орографических комплексов: 1 – Малые Карпаты, 2 – Белые Карпаты, 3 – Поважский Иновец, 4 – Трибеч, 5 – Стражовские холмы, 6 – Малая Фатра, 7 – Великая Фатра, 8 – Хочские холмы, 9 – Низкие Татры, 10 – Западные Татры, 11 – Высокие Татры, 12 – Беланские Татры, 13 – Пьенины, 14 – Муранская Планина, 15 – Словацкий Рай – Стратенская холмистая местность, 16 – Словацкий карст, 17 – Словацкие Рудные горы, 18 – Гальмус, 19 – Браниско, 20 – Чьерна гора, 21 – Гуменские холмы.
Рис. 2. Зависимость минерализации подземных вод в доломитах от высоты над уровнем моря их источников.
Рис. 3. Зависимость минерализации подземных вод в карбонатах мезозоя от парциального давления CO_2 в подземной атмосфере.
Рис. 4. Отношения между неравновесным показателем I_c, минерализацией и температурой карбонатогенных вод Хочских холмов.

Перевод: А. Kříž.

Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia 3, P. 143—173, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1980

Michal Zakovič

La caractéristique de la perméabilité des sédiments Paléogène de la Slovaquie

4 figures dans le texte, le résumé en russ

Sommaire

Introduction 143
La caractéristique géologique concise du Paléogène de la Slovaquie 144
La caractéristique hydrogéologique des roches du Paléogène des Carpates intérieures 146
La caractéristique hydrogéologique des roches du Paléogène de la zone du flysch et du Klippen . 160
Litérature 168
Le résumé en russ 170

Abstract. In respect of permeability the individual lithofacial members of the Inner Carpathian Paleogene and of the Flysh Belt are characterised. The characteristic is based on the results of pumping tests, of pressure tests, on the yield of springs and on specific run-off of ground waters.

Introduction

On n'a pas payé une attention plus grande dans le passé du point de vue hydrogéologique aux sédiments paléogène en Slovaquie, quoi qu'ils atteignent une extension superficielle considérable. Une recherche ou exploration plus systématique a été entreprise seulement au cours de la récente décennie P. Pospišil 1968, A. Žák 1969, 1970, L. Cibuľka 1971, 1975, 1977, D. Cabala 1970, 1978, P. Repka 1970, 1974). Les travaux des auteurs mentionnés présentent un caractère d'études dans lesquelles la perméabilité des roches flyschoides est évaluée sur la base des conditions lithologiques et tectoniques, de l'extension des sources, des données des pressions d'eau ou des essais de pompage individuels. Un tableau plus uni donnent les travaux effectués dans le cadre de la recherche hydrogéologique des massifs montagneux I. Šalaga 1974, M. Zakovič 1975) et dans le cadre de

RNDr. M. Zakovič, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

l'établissement des cartes hydrogéologiques de la Tchécoslovaquie au 1:200 000 M. Zakovič 1974, 1975, 1976, 1977, J. Jetel—L. Rybářová 1975, 1976). Ces travaux forment la base pour l'évaluation du caractère de la perméabilité des séries de couches individuelles du Paléogène des Carpates intérieures et de la zone du flysch.

La caractéristique géologique concise du Paléogène de la Slovaquie

Les sédiments paléogènes couvrent une superficie relativement grande en Slovaquie (Fig. 1). Ils affleurent à la surface dans les Carpates intérieures et extérieures.

Dans les Carpates intérieures se sont formés les sédiments du Paléogène des Carpates intérieures, d'âge paléocène-éocène, ou oligocène. Sur la base des critères lithologiques et stratigraphiques on les divise en a) séries de couches d'assise, b) séries de couches paléogènes supérieures avec le développement de flysch.

Les séries de couches d'assise sont formées de conglomérats, calcaires, grès et argilites sableuses. Les types lithologiques individuels de cette série de couches s'alternent à petites distances sous diverses conditions ou s'interpénètrent rapidement.

Les séries de couches paléogènes supérieures dans le dévelopement du flysch sont représentées par la série de couches argiliteuses, argiliteuses-gréseuses, gréseuses-argiliteuses et gréseuses. Elles se distinguent par l'alternance irrégulière des grès et des argilites en rapport différent.

Les conditions tectoniques des sédiments du Paléogène des Carpates intérieures sont le résultat de la tectonique, postpaléogène germanotype, caractérisée par une série de zones tectoniques plus marquantes prédominemment du caractère d'affaissement ou de faille. Les sédiments sont pour la plupart de déposition plate et seulement localement modérément plissés en synclinaux et anticlinaux. Près des failles et des zones tectoniques plus marquantes, comme par ex., la faille subtatraine, la zone de Klippen, la zone anticlinale hromošsko-šambronská sont déposées plus abruptement et plissées en détail.

Dans les Carpates extérieures les sédiments paléogènes de l'âge paléocène-oligocène émergent à la surface dans la nappe de Magura, de l'unité de Dukla et de la zone Klippen. Dans *la nappe de Magura,* sur la base des différences lithologiques, tectoniques et paleogèographiques, ils sont divisés en trois unités partielles: krynická (čerchovská), bystrická et račianska. L'équivalent de l'unité krynická dans la partie ouest de Slovaquie est l'unité bielokarpátsko-oravská. Dans l'unité krynická et bielokarpatsko-oravská la portion inférieures est formée par les sédiments de flysch caractérisés par un développement rythmique menu avec la prédominance des argilites sur les grès. La portion supérieure est prédominemment gréseuse. Les couches gréseuses présentent un développement rythmique moyen à gros, où les argiles manquent fréquemment. Dans les unités bystrická et račianska la

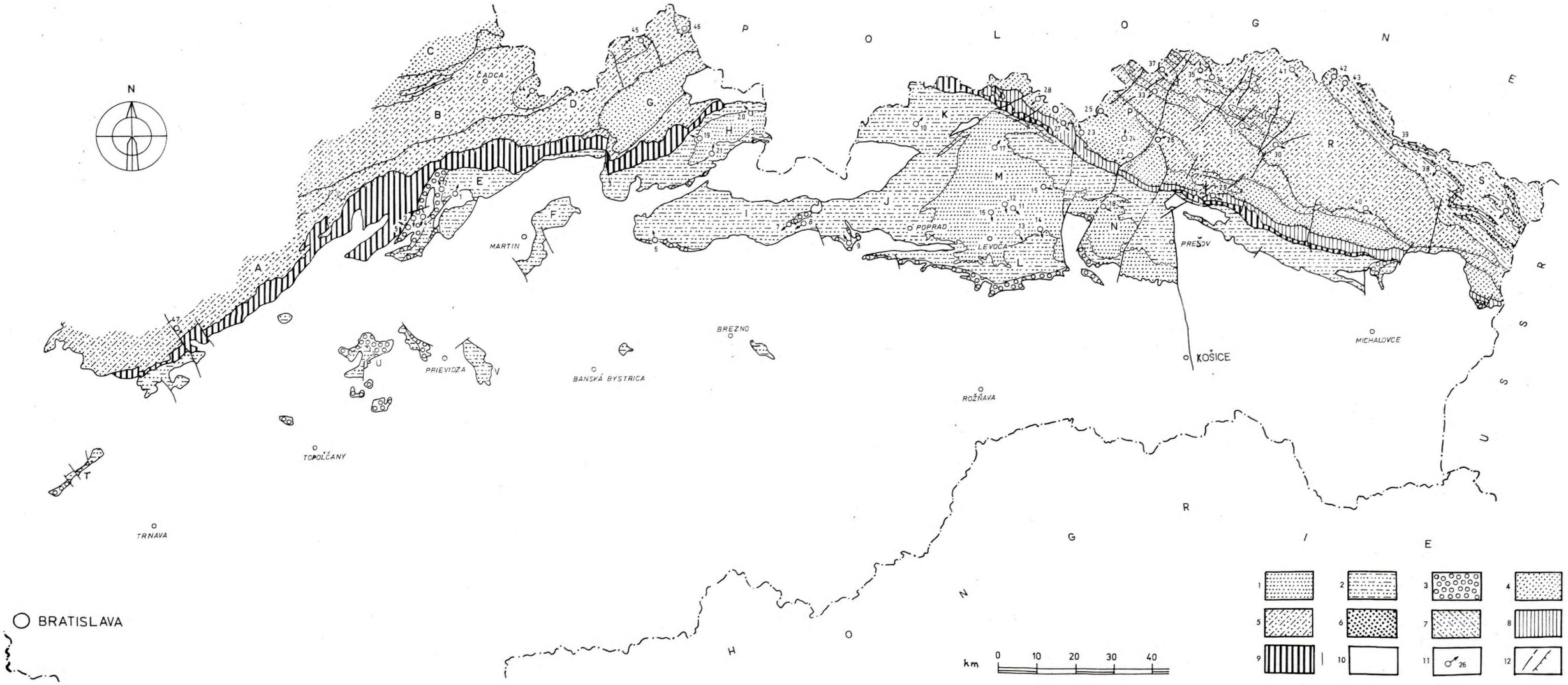


Fig. 1. Carte de l'extension des sédiments du Paléogène en Slovaquie 1—3 Paléogène des Carpates intérieures: 1 — la série de couches gréseuses, 2 — argiliteuses, argiliteuses-gréseuses et gréseuses-argiliteuses; 3-la série de couches d'assise; 4—7 la zone du Flysch; 4—5 la nappe magurská: 4-la série de couches à la prédominance des grès; 5-les séries de couches à la prédominance des argilites; 6—7 l'unité duklianska; 6-la série de couches à la prédominance des grès; 7-les séries de couches à la prédominance des argilites; 8-le Paléogène près de la zone du Klippen; 9-la zone du Klippen; 10-les formations prépaléogènes et postpaléogènes; 11-les sources plus importantes; 12-les failles et les lignes de translation; A—V l'indication des unités orographiques sur la carte: les montagnes: A — Biele Karpaty, B — Javorníky, C — Moravskosliezské Beskydy, D — Slovenské Beskydy, E — la cuvette Žilinská kotlina, F — la cuvette Turčianska kotlina, G — les montagnes Oravská Magura, H — les montagnes Skorušinské vrchy, I — la cuvette Liptovská kotlina, J — la cuvette Popradská kotlina, K — les montagnes Spišská Magura, L — cuvette Hornádska kotlina, M — les montagnes Levočské vrchy, N — les collines Šarišská vrchovina, O — les collines Lubovnianska vrchovina, P — les montagnes Čerchov, R — les montagnes Nízke Beskydy, S — les montagnes Bukovské vrchy, T — les montagnes Malé Karpaty, U — la cuvette Bánovská kotlina, V — la cuvette Handlovská kotlina

partie inférieure est formée par les couches belovežské. Dans la partie ouest de Slovaquie dans leur base de couche les couches soľanské sont formées par les grès. Les couches belovežské se distinguent par un développement rythmique menu avec la prédominance des argilites sur les grès. Dans l'unité bystrická sur les couches sus-jacentes belovežské reposent les couches zlinské et dans l'unité račanská les grès makovické qui en direction de la couche sus-jacente passent dans les couches zlinské. Les couches zlinské sont formées par les grès et les argilites qui alternent entre elles en rapport variable. Le membre le plus jeune de la nappe magurská sont les couches malcovské et celles des unités krynická et bystrická. Elles représentent un flysch calcaire au rythme menu avec la prédominance des argilites.

Les roches de *l'unité duklianska* émergent à la surfance dans le coin nord-est de Slovaquie. Elles sont formées de sédiments de flysch de l'âge de la Craie supérieure à Oligocène inférieur. Dans cet entier complexe de roches prédominent les développements rythmiques menus formés de grès et d'argilites avec la prédominance des argilites (des couches lupkovské, subménilites, papinské, ménilites et cergovské). Les couches cisnianské possèdent des horizons de flysch gréseux plus épais T. Koráb 1975).

Le Paléogène de la *zone de Klippen* dans le développement inovský nord-est formé de flysch calcaire — de couches pročské. Leur composant clastique est formé de grès calcaires à grains fins et calcaires organodétritiques de l'âge paléocène à éocène inférieur. La couche sus-jacente de cette série de couches est formée des argilites variées et des argilites d'âge éocène moyen sporadiquement développées. Au sud de la zone de Klippen les séries de couches paléogènes se développent graduellement des séries de couches de la Craie. Cette zone de Klippen est formée de conglomérats et de brèches paléocènes à éocènes inférieures.

Les roches de la zone de flysch sont en comparaison avec les roches du Paléogène des Carpates intérieures, sont touchées par la tectonique du type alpin. Elles sont plissées en zones synclinales et anticlinales et les unités tectoniques individuelles, en direction de la limite extérieure des Carpates, sont superposées sur une distance de plusieurs kilomètres.

Dans la partie sud de la Slovaquie les sédiments paléogènes sont développés dans un développement épicontinental sans le flysch, indiqué comme paléogène budinský. Il est formé de couches éocènes d'eau douce avec charbon, d'argilites variées saumâtres et marines, marnes aux nummulites, grès et calcaires organogènes. Elles reposent dans la couche sous-jacente des sédiments du Néogène.

La caractéristique hydrogéologique des roches du Paléogène des Carpates intérieures

Comme il apparaît de la caractéristique géologique du Paléogène des Carpates intérieures on peut y distinguer trois complexes présentant des propriétés hydrogéologiques différentes:

— la série de couches d'assise,
— les couches argiliteuses, argiliteuses-gréseuses et gréseuses-argiliteuses,
— la série de couches gréseuses.

La série de couches d'assise

La série de couches d'assise repose dans une large mesure sur les carbonates du Mésozoïque. Elle se distingue par un changement vertical lithologique et granulométrique. A partir de la base en direction de la couche sus-jacente un affinage graduel des sédiments et un passage libre des conglomérats aux grès et silts de grains fins prennent lieu. Ce changement lithologique et granulométrique se manifeste aussi par une perméabilité différente dans le sens vertical. Le caractère pétrographique des conglomérats formés de galets de dolomites en prédominance et calcaires au ciment calcaire du type poreux rend possible aussi la perméabilité poreuse à part la perméabilité fissurée.

La rigidité considérable des conglomérats avait causé que lors des pressions orogéniques des fissures verticales profondes et des zones de faille prirent lieu qui, par le processus d'altération se sont encore élargies, permirent une rapide infiltration des eaux des précipitations et conditionnèrent l'occurrence de la perméabilité karstique fissurée.

Dans le Paléogène d'assise on distingue principalement deux types fondamentaux de la circulation. La première comme peu profonde est caractérisée par le fait que les eaux de la précipitation s'infiltrent dans les roches par des fissures ou par le sol résiduel dans de petites profondeurs et émergent à la surface en forme de sources de couches, fissurées, d'érosion et d'écoulement. Caractéristiques pour elles sont la température de l'eau qui correspond approximativement à la température annuelle moyenne de l'air du territoire et le petit débit avec une fluctuation considérable au cours de l'année. Le second type est la circulation abyssale dans les régions où la série de couches d'assise descend dans des profondeurs plus grandes, une partie des eaux passe sous le remplissage de Flysch dans les cuvettes où elle alimente les eaux minérales ou émerge à la surface en suivant les endroits tectoniques prédisposés en forme de résurgences. Caractéristiques pour ces sources sont la température élevée, la stabilité excellente du débit et du chimisme des eaux.

La perméabilité la plus favorable appartient à la série de couches d'assise dans les zones tectoniquement prédisposées qui dans de nombreux cas passent dans l'assise et permettent la sortie des eaux des carbonates d'assise du Mésozoïque avec lequel elles

forment un complexe de nappe aquifère. Selon I. Šalaga (1974), dans la cuvette de Žilina, dans les zones tectoniquement prédisposées le coéfficient du débit peut atteindre des valeurs jusqu'à $10^{-2}m^2 . s^{-1}$ et le débit spécifique unitaire de plus de 10 $l . s^{-1} . m^{-1}$. Pour la plupart, cependant, ce débit atteint la valeur de $10^{-3}m^2 . s^{-1}$ et le débit spécifique de 1—10 $l . s^{-1} . m^{-1}$. Aux endroits de la rupture tectonique plus petite avec la possibilité d'accumulation limitée le degré de perméabilité est plus petit avec le coefficient de débit entre $1,2 . 10^{-4}$ et $8,9 . 10^{-4}m^2 . s^{-1}$ (I. Šalaga 1974). Le témoignent également les valeurs de la perméabilité (Tab. 1) obtenues des puits hydrogéologiques. Dans la cuvette de Žilina ou la série de couches d'assise est tectoniquement rupturée avec la plus grande épaisseur, l'indice de perméabilité Z est dans les limites de 3,7 à 5,2 avec la valeur moyenne de 4,4. Par opposé, dans la cuvette du Hornád où la série de couches d'assise accuse une rupture tectonique moindre et une épaisseur l'indice de perméabilité se meut entre 3,6 et 4,5 avec la valeur moyenne de 3,9. Le degré de perméabilité de la série de couches d'assise est influencé aussi par le caractère pétrographique des roches. Là, où la série de couches d'assise repose sur les carbonates triassiques, il y a un degré de perméabilité plus élevé. Elle est formée de galets calcaires et dolomitiques au ciment calcituque. Par opposé, les séries de couches reposant sur les roches non carbonatiques ou sur les calcaires marneux du Jura et de la Craie sont moins perméables. Le matériel des galets est polymicte, fréquemment cimenté au ciment argileux ou marneux.

La série de couches d'assise atteint une extension superficielle plus considérable dans la cuvette de Žilina dans la partie nord des montagnes Strážovské vrchy, dans les montagnes de Skorušínske vrchy, dans la cuvette de Liptovská kotlina, dans la cuvette de Hornádska kotlina et dans les collines de Šarišská vrchovina. A part cela, en morceaux plus petits, elle émerge aussi dans les autres cuvettes ou les montagnes cristallines.

Dans la *cuvette de Žilina* et dans la partie nord des *montagnes Strážovské vrchy* elle émerge à la surface dans les ailes de l'anticlinal súľovská et dans les limites de la déposition synclinale des cuvettes. De l'étude hydrogéologique détaillée de cette région s'occupait I. Šalaga (1974). Selon les résultats de l'investigation de cet auteur le drainage de cette série de couches prend place aut contact de la série de couches de flysch des cuvettes avec la série de couches sous-jacente de la Craie, dans les endroits tectoniquement prédisposés, ou dans les endroits des bases d'érosion les plus basses. L'émergeance des eaux souterraines est concentrée en trois régions de sources importantes. La première est formée par celle de Lietava et Babkov. A Lietava la sortie des eaux souterraines est liée sur les ruptures des failles de direction NE-SO ou O-E. La bande des conglomérats sortant de la région des rochers de Súľovské skaly est désintegrée ici en blocs infoncés différemment l'un envers l'autre. Les eaux souterraines sortent sous forme de résurgences disséminées sur une surface de 50 × 200 m et sous forme de circulation cachée dans le cours d'eau de surface. Sur un secteur long de 300 m on a décelé un passage d'eau caché se

Tableau 1. Les paramètres de la perméabilité de la série de couches d'assise

Puits Localité	Secteur essais en m	Abaissement de la surface en m	Débit $l \cdot s^{-1}$	Débit spécif. $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Perméabilité spécifique $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$	L'Indice de perméabilité	Perméabilité (selon J. Jetel 1973)
	L	s	Q	$q = Q/s$	$q' = q/L$	$Z = \log 10^6 q'$	
La région de la zone d'une rupture tectonique plus profonde							
RK-21 — Babkov	120—348	4,3	13,0	3,01	0,013	4,1	modérée
RK-22 — Rajec	1064—1308	16,2	20,26	1,25	0,005	3,7	assez faible
RK-23 — Lietava	30—81,5	16,2	20,26	1,25	0,024	4,4	modérée
RK-24 — Domaniža	3,6—49,5	5,4	37,0	6,8	0,148	5,2	assez forte
RK-25 — Prečín	288—410	2,8	17,4	6,13	0,050	4,7	modérée
La région de la zone des roches peu compactes sous la surface							
HG-4 Olcnava	12,0—100,0	7,6	2,88	0,378	0,004	3,6	assez faible
HG-2 Chrasť n. H.	5,0—100,0	10,0	8,0	0,8	0,008	3,9	assez faible
HS-4 Smižany-Maša	10,0—120,0	18,0	9,25	0,514	0,005	3,7	assez faible
HV-2 Čingov	10,0—32,0	3,6	2,65	0,73	0,033	4,5	modérée

montant à 103,0 l . s^{-1}. Parmi les sources les plus importantes de cette région on compte celles (No. 1) de „Morské oko" „Mlynský náhon" au débit moyen de 27,8 l . s^{-1}, ou 10,9 l . s^{-1} et la source (No. 2) „Patuch" près du village de Babkov au débit moyen de 20,01 . s^{-1}. Le seconde région est le territoire au sud de la ligne de Kostelec — Vrch Teplá, drainée dans le bassin de la Domanižanka. Importantes ici sont les sources (No. 3 et No 4) au débit de 15,8 et 9,0—15,01 . s^{-1}. La dernière région forme les environs de la roche Čertová skala près de Domaniža où l'écoulement moyen de la source (No. 5) se monte à 116,0 l . s^{-1} (I. Šalaga 1974).

Dans la *cuvette de Liptovská kotlina* la série de couches d'assise affleure à la surface dans sa partie sud-ouest et est. Dans la partie sud-ouest, à l'ouest de village de Liptovské Sliače elle repose sur les carbonates triassiques de la nappe de chočský príkrov avec laquelle elle forme une structure hydrogéologique unie, drainée par les sources d'écoulement sur le point de contact avec le remplissage de flysch de la cuvette. La plus importante d'elles est la source (No. 6) au débit de 20,01 . s^{-1}. Dans la partie est de la cuvette au nord du village de Važec elle forme ensemble avec les carbonates du Mésozoïque un seul complexe de nappe aquifère qui est drainé par les sources d'écoulement sur le point de contact avec la série de couches de flysch. Les plus importantes d'elles sont les sources „Hybica" (No. 7) et „Hrubý grúň" (No. 8) au débit de 5,0—47,2 et 12,8—108,2 l . s^{-1}. (V. Hanzel 1977).

La série de couches d'assise dans les *montagnes de Skorušinské vrchy* repose sur les carbonates d'assise des nappes de križňanský et chočský príkrov, des montagnes Chočské vrchy et des Tatras de l'Ouest. Elle forme avec elles des structures hydrogéologiques unies qui sont drainées par des sources d'écoulement sur le point de contact avec les sédiments de flysch. Les débits des sources individuelles vont de 2 à 15 l . s^{-1}. On en trouve le plus grand nombre dans la partie est du massif montagneux.

Dans les *cuvettes de Popradská kotlina, de Hornádska kotlina* et dans les collines *de Šarišská vrchovina* la série de couches d'assise affleurse à la surface sur leur limite sud. Elle repose dans sa majeure partie aussi sur les roches du Mésozoïque. Elle est drainée par des sources aux débits de 2,01 . s^{-1}. L'exception forme la source (No. 9) au débit de 4,4—25,9 l . s^{-1}.

La série de couches argiliteuses, argiliteuses-gréseuses et gréseuses argiliteuses

De cet entier complexe de roches de flysch la série de couches argiliteuses se distingue par le plus bas degré de perméabilité. Elle est formée de roches argiliteuses au contenu de chaux varié avec les intercalations de grès. Elle se distingue par une faible perméabilité de fissures. Les fissures dépendamment de la profondeur et de la placticité des roches argiliteuses sont différemment étanches et unies. Les plus ouvertes et aussi les plus perméables sont les fissures dans la zone peu compacte sous

Tableau 2. Les paramètres de la perméabilité de la série de couches argiliteuses

Puits Localité	Secteur d'essais en m	Abaissement de la surface en m	Débit en $l \cdot s^{-1}$	Débit spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Perméabilité spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$	L'indice de perméabilité	Perméabilité (selon J. Jetel, 1973)
	L	s	Q	$q = Q/s$	$q' = q/L$	$Z = \log 10^6 q'$	
HV-1 Hrabušice	6,0—40,0	20,0	2,22	0,111	0,003	3,5	assez faible
HV-2 Hrabušice	9,0—40,0	18,0	0,28	0,015	0,0004	2,6	faible
HV-3 Hrabušice	5,0—25,0	8,4	1,25	0,148	0,007	3,8	assez faible
HV-1 Hranovnica	5,0—30,0	13,0	0,4	0,030	0,001	3,0	assez faible
ST-1 Spiš. Tomášovce	5,0—18,4	6,1	0,16	0,026	0,001	3,0	assez faible
ST-2 Spiš. Tomášovce	6,0—11,5 16,5—18,5	8,15	1,21	0,148	0,019	4,3	modérée
HV-1 Spiš. Bystré	7,0—30,0	9,4	0,18	0,019	0,0008	2,9	très faible

Tableu 3. Les paramètres de la perméabilité de la série de couches gréseuses-argiliteuses

Puits Localité	Secteur d'essais en m	Abaissement de la surface en m	Débit en $l \cdot s^{-1}$	Débit spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Perméabilité spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$	L'indice de perméabilité	Perméabilité (selon J. Jetel, 1973)
	L	s	Q	$q = Q/s$	$q' = q/L$	$Z = \log 10^6 q'$	
HV-1 Sp. N. Ves	5,0—29,0	9,2	0,1	0,010	0,0004	2,6	faible
HV-1 Danišovce	5,0—13,0	6,0	0,83	0,138	0,017	2,2	faible
HV-1 Víťaz	7,5—18,7	12,0	0,37	0,031	0,021	4,3	modérée
HV-1 Bystrany	5,0—34,0	13,7	0,26	0,018	0,0006	2,8	faible
HV-1 Žehra	20,0—27,0	12,3	0,58	0,047	0,006	3,8	assez faible
HV-3 Sp. Vlachy	5,0—30,0	13,0	2,7	0,207	0,008	3,9	assez faible
HGM-1 Klčov	7,0—76,0	19,6	1,3	0,066	0,0009	2,9	faible
HV-1 Sp. Štvrtok	4,0—12,0	8,45	0,51	0,060	0,007	3,8	assez faible
Cemjata	8,2—16,5	7,5	0,12	0,016	0,002	3,3	assez faible
LZ-5 Vrbov	9—50	35,3	9,6	0,27	0,001	3,6	assez faible
RK-21 Babkov	14,5—45,3	5,6	1,25	0,22	0,007	3,8	assez faible
RK-22 Rajec	221—267	85,7	0,36	0,0042	0,00009	1,9	très faible
RK-22 Rajec	300—1080	59,6	0,31	0,0052	0,00004	1,6	très faible

la surface à une profondeur de 20 à 30 m. Les territoires formés de la série de couches de roches argiliteuses sont fréquemment recouverts d'une couche unie de sol résiduel argileux-limoneux qui limite l'infiltration des eaux des précipitations et par là aussi l'occurrence des sources plus abondantes.

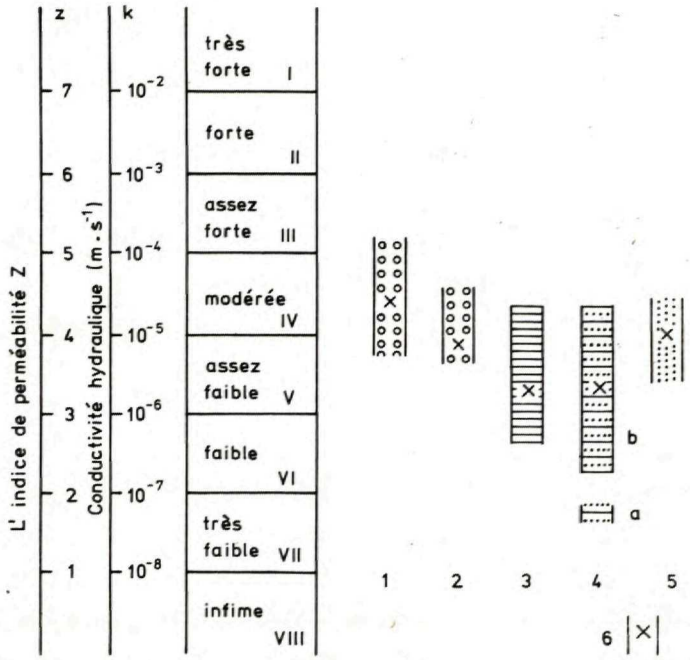


Fig. 2. Le schéma de la classification des sédiments du Paléogène des Carpates intérieures selon la perméabilité:
1-la série de couches d'assise de la zone tectoniquement disloquée plus profonde; 2-la série de couches d'assise de la zone du sous-sol peu compacte; 3-la série de couches argiliteuses; 4a-la série de couches gréseuses-argiliteuses de la zone plus profonde tectoniquement non disloquée; 4b-la série de couches gréseuses argiliteuses de la zone du sous-sol peu compacte; 5-la série de couches gréseuses; 6-la valeur moyenne de l'indice de perméabilité

Pour caractériser plus près les propriétés hydrauliques de cette série de couches, il est possible de le faire uniquement en se basant sur quelques puits hydrogéologiques forés dans la cuvette de Hornádska kotlina (D. Cabala 1972, L. Rusina 1974). Comme le tableau No. 2 le montre, les débits des puits individuels vont de 0,18—2,221.s^{-1}, les débits spécifiques de 0,015—0,1481.s^{-1}.m^{-1} et l'indice de perméabilité Z de 2,6—4,30. Les valeurs de la perméabilité calculées par égard à la profondeur du puits et la profondeur des secteurs des essais nous caractérisent surtout la zone peu compacte sous la surface. Les écoulements spécifiques des eaux souterraines de la série de couches de roches argiliteuses ont été suivis systématique-

ment jusqu'à présent seulement dans la cuvette de Liptovská kotlina, dans deux bassins. Ils atteignent la valeur de 0,8 et 1,04 l . s^{-1}. km^{-2} (A. Tužinský 1972).

La série de couches argiliteuses-gréseuses et gréseuses-argiliteuses en comparaison avec la série de couches argiliteuses se distingue par une plus grande portion de grès. Le rapport des grès et des argilites est variable. Dans la série de couches argiliteuses-gréseuses prédominent les roches argiliteuses dans le rapport environ 2 : 1, au maximum 4 : 1. Par contre dans la série de couches gréseuses-argiliteuses les grès prédominent les argilites dans le rapport environ 3 : 1. Ces séries de couches comme les précédentes se distinguent par une perméabilité fissurée. Leur perméabilité dépend de la prédominance des grès et l'ouverture des fissures. L'alternance cyclique des roches argiliteuses avec les grès est aussi la cause du remplissage partiel des fissures des grès avec le matériel argileux. Des essais de pompage ou de pression d'eau réalisés jusqu'à présent on a trouvé que les séries de couches mentionnées dans le sens vertical montrent la plus grande perméabilité dans la zone peu compacte sous la surface. Vers la profondeur les sédiments sont unis, seulement aux fissures isolées. Les paramètres de la perméabilité obtenus des puits hydrogéologiques réalisés dans la cuvette de Hornadská kotlina, des collines de Šarišská vrchovina et dans la cuvette de Žilinská kotlina sont résumés dans le tableau No. 3. Comme il apparait du tableau, les paramètres indiqués, excepté le puits RK-22, caractérisent la zone de l'altération. L'indice de perméabilité Z va de 2,2 à 4,3. Dans le puits RK-22-Rajec Z présente la valeur de 1,6 à 1,9. Les paramètres donnés indiquent que dans le sens de la profondeur les fissures se ferment et diminuent et par là aussi la perméabilité.

Les séries de couches mentionnées montrent une meilleure perméabilité dans les endroits où elles sont tectoniquement rupturées. Par ex., les puits dans la cuvette de Popradská kotlina (Lučivná, I. Valušiak 1971 ; Veľká Lomnica, L. Rusina 1972 et Vrbov) ont forés les grès et les argilites tectoniquement rupturés d'où par les pompages étaient documentés les débits de 2,2 ; 5,8 et 9,8 l . s^{-1}.

La série de couches argiliteuses, gréseuses-argiliteuses et de transition atteint une extension plus considérable presque dans toutes les cuvettes paléogènes ou massifs montagneux intérieurs. Ils sont drainés par des sources fissurées concentrées, des couches et des débris secondaires aux débits de 0,1 à 0,3 l . s^{-1}, ou sous forme des groupes des sources qui forment une superficie mouillée de plusieur dizaines de m^2, souvent sans l' écoulement de surface. Les débits plus grands ont les sources situées dans les zones de ruptures ou dans les horizons de grès plus épais. Par ex. la source No. 10 au débit de 0,5—5,16 l . s^{-1}. Les débits des sources sont directement dépendants des précipitations et une partie d'eux disparaît à l'époque de sécheresse d'une longue durée.

La série de couches gréseuses

La série de couches gréseuses est la mieux perméable par rapport aux autres séries de couches de flysch du Paléogène des Carpates intérieures. Elle est formée de grès calcaires à grains fins et gros avec les intercalations de microconglomérats et de roches argiliteuses en second lieu. Par égard à sa composition lithologique elle se distingue principalement par une perméabilité fissurée jusqu'à fissurée-poreuse. La perméabilité fissurée est liée aux fissures dues aux forces endogènes et exogènes. Du point de vue hydrogéologique les plus importantes sont les fissures des zones rupturées le long desquelles des mouvements considérables eurent lieu. Elles se distinguent par une plus grande extension en profondeur et en longuer avec la possibilité d'une infiltration et accumulation des eaux souterraines. Les sources émergeant de ce milieu se distinguent par des débits plus grands et plus stables. D'autres fissures importantes du point de vue hydrogéologique sont celles dues aux forces exogènes. Ce sont avant tout les fissures de la zone peu compacte sous la surface. Elles atteignent une considérable extension de surface, mais elles sont limitées en profondeur. Dans l'entier système des fissures dans la série de couches gréseuses prédominent les fissures dues aux forces exogènes. La majeure partie des sources se fixe à elles. La série de couches gréseuses sur plusieurs endroits, surtout dans les altitudes plus élevées et au pied des versants abrupts, sont couvertes d'une couche du sol résiduel plus épaisse qui est un bon milieu pour l'infiltration des eaux des précipitations. Une partie des eaux s'accumulant en elles s'écoule librement après les précipitations en forme des sources de talus et l'autre partie s'infiltre dans le système des fissures de la zone peu compacte sous la surface. Cette circulation des eaux souterraines relativement plus profonde forme ensuite des sources des eaux souterraines qui, surtout durant l'hiver et les périodes sans précipitations d'une durée plus longue, alimentent en permanence les cours d'eau de surface, lorsque les ressources des retentions des terrains de couverture sont épuisées. L'écoulement minimal ainsi formé est représenté par l'écoulement souterrain de la zone peu compacte sous la surface.

Pour juger l'écoulement souterrain de la série de couches gréseuses on a à la disposition les mesures des montagnes Levočské vrchy où dans cinq bassins on observait chaque jour dans les objets de mesure stabilisés l'écoulement total durant une période de deux à cinq ans (M. Zakovič 1975). Pour déterminer l'écoulement souterrain on a utilisé la méthode graphique de séparation (E. F. Foster 1948). Les écoulements annuels moyens et les écoulements spécifiques moyens calculés des eaux souterraines sont sur le Tab. 4.

Sur la base des résultats obtenus par la mesure du débit total on peut constater que la série de couches gréseuses se distingue par une grande fluctuation du débit. Durant l'année hydrogéologique le débit maximal prend lieu pendant les mois du printemps, dû à la fonte des neiges et aux maximaux secondaires pendant les mois d'été, lors des précipitations plus nombreuses. Les écoulements d'eaux minimaux,

Tableau 4. Les écoulements annuels moyens et les écoulements spécifiques moyens des eaux souterraines de la série de couches gréseuses

Cours d'eau Surface du bassin en km²	Ecoulement	1970	1971	1972	1973	1974	Pour la période observée		
							min.	max.	moyen
Levočský potok 55,17	Q	187,9	215,4	148,7	113,75	132,16	56,0	305,0	159,5
	q	3,40	3,89	2,69	2,05	2,39	1,01	5,52	2,88
Ľubica 120,25	Q	—	—	437,5	369,5	357,9	240,0	550,0	388,3
	q	—	—	3,30	3,06	2,97	1,9	4,57	3,11
Lomnička 10,87	Q	—	—	17,9	23,75	29,6	13,0	45,0	23,7
	q	—	—	1,74	2,17	2,72	1,9	4,13	2,17
Torysa 143,35	Q	—	—	—	435,1	542,5	210,0	880,0	488,8
	q	—	—	—	3,03	3,17	1,4	6,13	3,4
Dolinka 19,8	Q	—	—	37,0	44,9	44,1	17,0	70,0	42,0
	q	—	—	2,0	2,27	2,2	0,85	3,53	2,16
q	la moyenne des bassins observés						1,27	4,77	2,74

Q = l'écoulement souterrain en $l \cdot s^{-1}$

q = l'écoulement souterrain spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$

représentant l'écoulement souterrain, ont lieu durant les mois d'automne jusq'à l'hiver. La baisse de l'écoulement du maximum au minimum est relativement rapide ce qui témoigne de la faible capacité de retention de la série de couches gréseuses et de la circulation peu profonde des eaux souterraines.

La perméabilité de la série de couches gréseuses dépendamment de la profondeur a été étudiée sur la base des forages hydrogéologiques atteignant la profondeur de 100—150 m (M. Zakovič 1975, P. Repka 1973). Par les mesures de forage à l'eau et par les essais de pompage dans les puits individuels on a constaté que 96,6 % des affluents se trouvent à une profondeur de 30—40 m et seulement 3,4 % des affluents se situent dans des profondeurs plus grandes. Et que les affluents des profondeurs plus grandes ont des débit négligeables. Les paramètres de la perméabilité qui nous caractérisent la zone peu compacte sous la surface sont indiqués sur le Tab. 5. Comme on peut le voir du tableau les débits des puits individuels vont de 1,2 à 20,0 $l \cdot s^{-1}$ et le débit spécifique des puits individuels de 0,22—1,01 $\cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$. La valeur moyenne de l'indice de perméabilité correspond au degré de perméabilité qui est de 4,0 — modérée.

La série de couches gréseuses d'une extension superficielle plus grande est atteinte dans les montagnes de Levočské vrchy, les collines de Šarišská vrchovina et dans les montagnes de Skorušinské vrchy.

Dans *les montagnes Levočské vrchy* elle repose sur une série de couches gréseuses-argiliteuses ou gréseuses moins perméables. Par suite de la tectonique germanotype elle est modérément repliée à l'inclinaison générale vers ESE. Elle est drainée par des sources dont la majeure partie atteignent le débit de 0,5 $l \cdot s^{-1}$. L'exception font les sources (No. 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17) au débit de 1—10 $l \cdot s^{-1}$.

La série de couches gréseuses en bande ininterrompue passe des montagnes Levočské vrchy dans *les collines de Šarišská vrchovina* où elle a une sédimentation synclinale. La concentration des eaux souterraines prend lieu dans l'axe du synclinal. On y trouve plusieurs sources dont la plus importante est la source (No. 18) au débit de 2,9—9,5 $l \cdot s^{-1}$.

Dans les *montagnes de Skorušinské vrchy* la série de couches gréseuses repose sur la série de couches argiliteuses et gréseuses-argiliteuses peu perméables. Elle est drainée par une quantité de sources fissurées, du sol résiduel fissuré et de couche se trouvant au contact de la série de couches sous-jacentes ou à l'intérieur de la série de couches gréseuses. Les débits les plus grands de 38,8—64,9 $l \cdot s^{-1}$ (pour les années de 1963—1965) sont atteints par la source No. 19 „Rezbárová baňa" économiquement déjà exploitée. La source se situe au niveau de la base d'érosion formée de ruisseau Studený potok qui coupe en travers le synclinal gréseux. Les autres sources atteignent les débits de 2 à 3 $l \cdot s^{-1}$. Ce sont surtout les sources dans les environs de Zabiedov, Brezovica et Vitanová. Le plus grand nombre de sources aux débits de 0,2 à 0,5 $l \cdot s^{-1}$ se fixe aux soi-disant „grès de sommet" (vrcholové pieskovce) (P. Repka 1971), qui forment les dos considérables.

Tableau 5. Les paramètres de la perméabilité de la série de couches gréseuses

Puits Localité	Secteur d'essais Profondeur en m	Abaissement de la surface en m	Débit en $l \cdot s^{-1}$	Débit spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$	Perméabilité spécifique en $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$	L'Indice de la perméabilité	La Perméabilité (selon J. Jetel, 1973)
	L	s	Q	$q = Q/s$	$q' = q/L$	$Z = \log 10^6 q'$	
LZ-2 Holumnica	9—34 100	20	8,7	0,435	0,017	4,2	modérée
LZ-3 Kolačkov	7—27 100	10	5,2	0,520	0,026	4,4	modérée
LZ-4 Uzovské Pekľany	11—51 100	19,8	4,5	0,227	0,005	3,7	assez faible
HR-2 Levoča	10—45 100	10,3	1,2	0,11	0,003	3,4	faible
HR-3 Zabiedovo	10—55 150	20	20	1,0	0,022	4,3	modérée

Le sommaire des faits sur les paramètres hydrauliques des sédiments du Paléogène des Carpates intérieures

La classification générale du Paléogène des Carpates intérieur selon la perméabilité est illustrée par la Fig. 2 et le Tab. 6. Du point de vue de la classification de la perméabilité en huit degrés (J. Jetel 1973) on peut caractériser les roches étudiées dans le sens des faits susmentionnés comme suit:

Les perméabilités les plus élevées trouvées correspondent à la IV. classe — modérément perméables. Dans cette classe on range la série de couches d'assise des régions tectoniquement disloquées à la valeur moyenne de l'indice de perméabilité de 4,4. A la limite entre la Classe IV. et V. se situent la série de couches d'assise de la zone peu compacte du sous-sol et la série de couches gréseuses. Leurs valeurs moyennes sont 3,9 et 4,0. La perméabilité de la série de couches argiliteuses et gréseuses-argiliteuses dans la zone peu compacte du sous-sol est similaire. Les valeurs moyennes de l'indice de perméabilité sont 3,3. Elles appartiennent à la V. classe — assez faible. La série de couches gréseuses-argiliteuses des zones plus profondes non disloquées accuse une perméabilité très faible (VII. classe). On suppose que la majeure partie des zones du flysch plus profondes non disloquées se distinguent par cette ou la VIII. classe de perméabilité.

Tableau 6. Le tableau des valeurs moyennes de l'indice de perméabilité des roches du Paléogène des Carpates intérieures

Milieu rocheux	L'Indice de perméabilité — Z	Nombre d'essais de pompage dont la valeur du Z a été calculée	Perméabilité (selon J. Jetel, 1973)
Série de couches d'assise d'une zone tectoniquement disloquée plus profonde	4,4	5	modérée
Série de couches d'assise de la zone peu compacte du sous-sol	3,9	4	assez faible
Série de couches argiliteuses	3,3	7	assez faible
Série de couches gréseuses--argiliteuses de la zone peu compacte du sous-sol	3,3	11	assez faible
Série de couches gréseuses--argiliteuses de la zone non disloquée plus profonde	1,8	2	très faible
Série de couches gréseuses	4,0	5	modérée

La caractéristique hydrogéologique des roches du Paléogène de la zone du flysch et du Klippen

Les roches du Paléogène de la zone du flysch, en comparaison avec les roches du Paléogène des Carpates intérieures, avaient été touchées par la tectonique du type alpin. Elles sont plissées en zones synclinales et anticlinales s'interpénétrant mutuellement. Le développement de facies des sédiments (grès, argilites) leur alternance mutuelle et surtout la tectonique du type alpin avaient pour cause un degré de perméabilité plus bas en comparaison avec les roches du Paléogène des Carpates intérieures.

Du point de vue de la fonction hydrogéologique on caractérises les membres individuels des lithofacies comme suit:

Les séries du couches perméables ou les séries avec la prédominance des roches perméables

Ce sont des séries de couches de grès ou avec la prédominance des grès sur les argilites. On y compte les séries de couches strihovské súvrstvie de l'unité krynická jednotka, la série de couches de grès du détachement supérieur de couches de l'unité oravsko-bielokarpatská, dans l'unité bystrická et račanská la majeure partie de la série de couches soľanské, une partie des couches zlinské, les grès makovické de l'unité račanská, la partie supérieure de la série de couches cisnianské de l'unité duklianská et les couches pročské de la zone Klippen.

Les séries de couches avec la fonction hydrogéologique variable ou transitoire

On y compte la série de couches zlínske de l'unité bystrická et račanská et le détachement inférieur de l'unité oravsko-bielokarpatská.

Les séries de couches imperméables ou celles avec la prédominance des roches imperméables

Ce sont surtout dans la nappe magurská les couches belovežské et maľcovské, dans l'unité duklianska les couches lupkovské, souménilites et ménilites, papinské, cergovské, les marnes variées et les marnes de la zone du Klippen.

En comparant ces trois groupes hydrogéologiquement différentes on voit qu'il s'agit de deux types de roches principaux — les grès, les argilites et les conglomérats en second lieu. Du point de vue de degré de perméabilité plus important est le premier groupe formé de flysch gréseux. Egalement que dans les roches du

Paléogène des Carpates intérieures ce groupe se distingue par une perméabilité fissurée liée aux fissures d'origine tectonique et aux fissures survenues par suite de l'action des forces exogènes. Les fissures d'origine tectonique se trouvent à proximité des zones tectoniques du caractère des failles et des translations, ou dans

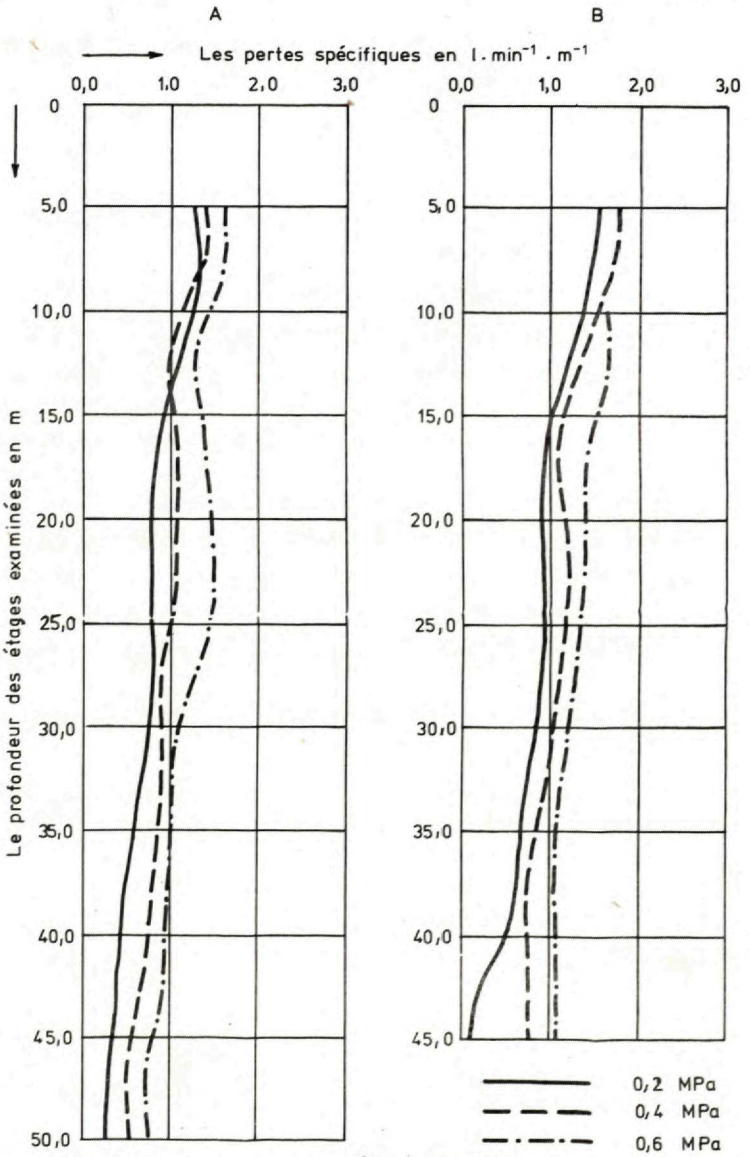


Fig. 3. Les courbes des pertes d'eau spécifiques (selon L. Varga, 1966) A-Le déroulement des courbes des pertes d'eau spécifiques dans les séries de couches à la prédominance des argilite ; B-le déroulement des courbes des pertes d'eau spécifiques dans les séries de couches à la prédominance des grès

les endroits où les séries de couches de flysch avaient été sollicitées lors du plissement, donc dans les courbes anticlinales et synclinales. Importantes sont aussi les fissures survenues par l'action des forces exogènes. Ce sont des fissures du sous-sol peu compact, auxquelles se lient en majeure partie les sources.

Le second groupe, en comparaison avec le premier, se distingue par le développement rythmique moyen et gros de la série de couches gréseuses-argiliteuses, ou par la prédominance des grès dans certaines parties de la série de couches. La perméabilité de cette série de couches est liée avant tout aux fissures de la zone du sous-sol peu compact. L'ouverture et par là aussi la perméabilité des fissures des argilites en comparaison avec les grès est inférieure. Les fissures dans les argilites, par suite de leur plasticité, sont plus liées que les fissures dans les grès. L'altération et l'alternance cyclique des argilites avec les grès causent l'étanchéité secondaire des fissures.

Le troisième groupe est formé des séries de couches argiliteuses ou argiliteuses-gréseuses avec la prédominance des argilites dans le développement rythmique menu. Ce sont pour la plupart des roches plastiques dans lesquelles les effets de la tectonique avaient une portée petite et qui s'opposent à la formation des fissures dans les couches des grès. En tant qu'unité elles se distinguent par une petite perméabilité.

La caractéristique quantitative des propriété hydrauliques de roches du Flysch on peut faire seulement sur la base de quelques puits forés dans les séries de couches de Flysch des Carpates Blanches (J. Jetel—L. Rybářová 1975) des Basses Beskydes (Ľ. Cibuľka 1974) et sur la base des résultats des essais à pression d'eau (L. Varga 1966). Dans les puits hydrogéologiques forés dans la zone du sous-sol peu compact les débits spécifiques sont pour la plupart dans l'intervalle de 0,01—0,03 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ et atteignent exceptionnellement 0,1 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$. L'indice de perméabilité est de 3—4. Aux valeurs mentionnées correspond approximativement le coefficient du débit d'écoulement (transmissivité) qui se situe dans l'intervalle de $2 \cdot 10^{-6}$ à $1 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$ et le coefficient de la filtration de $8 \cdot 10^{-7}$ à $7 \cdot 10^{-6}$ $m \cdot s^{-1}$.

Une idée approximative sur la caractéristique hydraulique des roches du Flysch nous donnent aussi les essais à pression d'eau effectués lors de l'investigation géologique de l'ingénieur des coupes des barrages. L'évaluation des essais à pression d'eau part des données élaborées par L. Varga (1966) de vingt-deux puits forés dans la série de couches avec la prédominance des argilites et de trente-trois puits forés dans les séries du couches avec la prédominance des grès. Les données obtenues sur la perte d'eau en litres par mètre et par minute des essais des étages individuels à la pression de 0,20; 0,4 et 0,6 MPa sont calculées en valeur moyenne (médiane) et graphiquement représentées (Fig. 3). Les indices de perméabilité Z sont calculés par la méthode indiquée par J. Jetel—L. Rybářová (1975) dans les séries de couches avec la prédominence des argilites sont dans l'intervalle de 2,9—3,7 et avec la prédominance des grès 3,0—3,8 (Fig. 4). Du point de vue de la classification de la perméabilité de huit degrés (J. Jetel 1973) ceci correspond à la

IV. classe — assez faible. Ces données caractérisent la perméabilité de la zone du sous-sol peu compact.

Les résultats obtenus par les essais à pression d'eau documentent que l'abaissement régulier de la perméabilité se manifeste avec la profondeur. Celui-ci est plus marquant à partir de la profondeur de 30,0 m. Les différences dans la perméabilité entre ces deux types lithologiques ne sont pas expressives. Cela veut dire que la validité de l'interprétation traditionnele des argilites en tant qu'imperméables et des grès en tant que des roches perméables n'est pas tout à fait univoque dans les conditions du Flysch carpatien. L'influence décisive de la perméabilité fissurée, surtout dans la zone peu compacte des roches sous la surface, est voilée par le rapport univoque de la fonction hydrogéologique dans une telle mesure que dans plusieurs cas la série de couches argiliteuses fissurées est en rapport avec le complexe massif des grès. Des faits homologues sur la fonction hydrogéologique des argilites et des

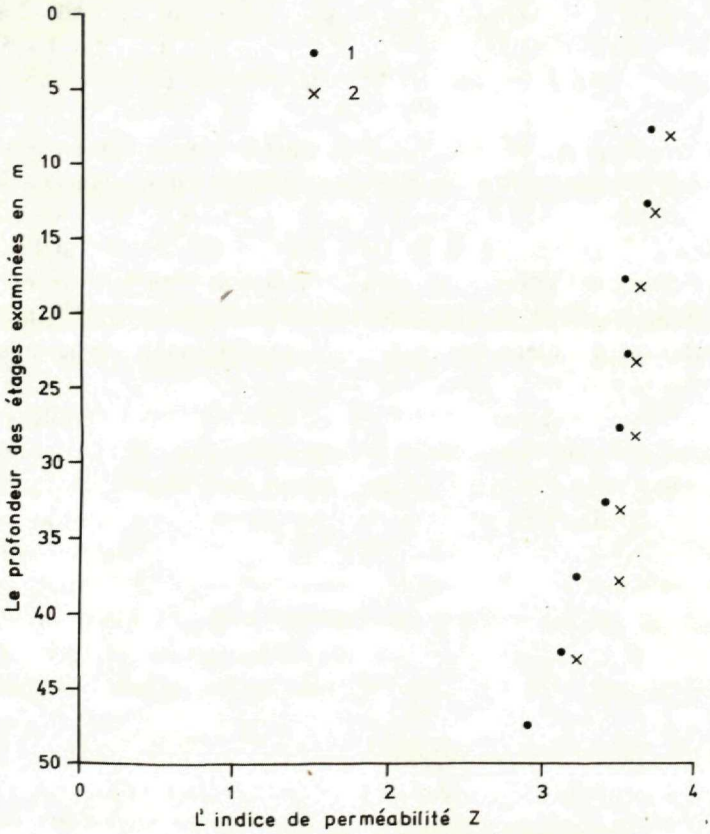


Fig. 4. L'illustration graphique de l'indice de perméabilité dépendemment de la profoundeur. 1-les séries de couches à la prédominance des argilites, 2-les séries de couches à la prédominance des grès

grès dans les Beskydes Moravo-silésiennes donnent aussi J. Jetel—L. Rybářová (1975).

Se basant sur les faits actuels obtenus des sédiments du Flysch moravo-silésiens et des Beskydes Slovaques J. Jetel—L. Rybářová (1975) distinguent dans le complexe du Flysch trois zones de profondeur avec un caractère de perméabilité différent: la zone du sous-sol peu compact, la zone transitoire des fissures ouvertes sous la zone peu compacte et la zone la plus profonde aux fissures ouvertes tout à fait isolées.

La zone du sous-sol peu compacte — c'est-à-dire, la zone des roches fissurées avec intensité à la portée de l'altération atteint la profondeur de 30—40 m, cependant, par endroits la profondeur peut aller jusqu'à 50 m. L'intense fissuration dans cette zone est causée avant tout par l'effet des changements de la température et de l'eau souterraine. Sur les versants, en plus, aussi par l'effet du dégagement de la tension des composants horizontaux dans le massif rocheux lors de l'approfondissement de la vallée et par le glissement sur les surfaces prédisposées suivant l'inclinaison du versant.

La zone des fissures ouvertes sous la zone du sous-sol peu compact est caractérisée par une perméabilité substantiellement plus petite qui, cependant, rend possible une circulation plus ou moins continue des eaux souterraines. Sa profondeur moyenne atteint environ 100 m. Dans le sens à partir des profondeurs plus grandes les fissures ouvertes ont lieu seulement isolément, en plus ou moins comme les discontinuités du massif rocheux pour la plupart en connexion avec la dislocation tectonique.

Le territoire formé de roches de la zone du Flysch est caractérisé prédominemment par une circulation peu profonde des eaux souterraines. La majeure partie des eaux atmosphériques infiltrées s'écoulent plus ou moins conformément avec la surface du terrain en petites profondeurs et sont drainées par les sources ou par l'afflux dispersé dans les cours d'eau de surface. Une partie substantielle de ces eaux s'écoulent simultanément dans la zone du sous-sol le plus perméable, les éboulis, les sols résiduels et dans la partie la plus élevée de la zone des roches peu compactes sous la surface. Une petite partie des eaux souterraines descendent par les fissures ouvertes isolées dans des profondeurs plus grandes, dans la zone de la circulation limitée.

Les émergences des sources dans le territoire du Flysch ont en moyenne un petit débit qui réagit sensiblement aux précipitations et durant les périodes sèches une grande partie des émergences disparaît. Elles se lient à la dépression du terrain, aux contacts des grès et des argilites du complexe du Flysch et à la zone tectoniquement disloquée. Fréquemment les sources se lient aux glissement pléistocènes et aussi récents. Leurs débits moyens sont dans l'intervalle de 0,1—0,5 $l \cdot s^{-1}$. Isolément il y a des sources au débit moyen de 1—2 $l \cdot s^{-1}$ et lors des précipitations intenses elles atteignent temporairement le débit de 5,0 $l \cdot s^{-1}$.

La région la plus riche en sources dans les roches de la zone du Flysch représentent les roches du premier groupe formées de la série de couches gréseuses.

La série de couches strihovské représente le complexe gréseux à l'épaisseur de plusieurs 100 m avec les horizons de conglomérats et la représentation secondaire des argilites. Elle forme la partie substantielle de l'unité krynická. Elle ateint la plus grande extension superficielle dans les montagnes de *Čerchovské vrchy* qui se distinguent par une structure à coulisse avec les anticlinaux et synclinaux non symétriques traversés par les failles de la direction NE-SO. Elles sont drainées par des sources à fissures, ou des couches à fissures liées à la zone du sous-sol peu compact aux débits de 0,5—1,0 l . s^{-1}. Le plus grand nombre de ces sources on trouve dans la valée de Lutinka (No. 22), de Solisko (No. 23), et de la Topľa (No. 24). Des débits plus grands atteignent les sources liées aux fissures, qui ont pris place à proximité des zones tectoniques, ou dans des endroits où les séries de couches gréseuses avaient été sollicitées après le plissement. Ce sont les sources (No. 25 et 26) au débit de 1,0 à 3,0 l . s^{-1}.

Egalement aussi dans les collines de Ľubovnianska vrchovina la série de couches strihovské est drainée par les sources des couches à fissures au débit allant de 0,1 à 1,0 l . s^{-1} (No. 27, 28).

En direction de l'Est la série de couches strihovské forme une bande ininterrompue s'étendant sur la limite sud des *Basses Beskydes* en direction des *montagnes Bukovské vrchy*. Elle est drainée par les sources aux débits de 0,5 l . s^{-1}, ou par des passages cachées dans les cours d'eau de la surface qui les coupent latéralement. L'exception font les sources No. 29 au débit de 3,4 l . s^{-1}.

La série de couches makovické affleurent la surface dans une bande interrompue dans la région entre Stropkov, Cígeľka et la frontière avec la Pologne. Elles forment plusieurs régions importantes hydrogéologiquement qui sont drainées surtout par les sources des couches au point de contact avec les couches belovežské sous-jacentes. La majeure partie des sources atteignent le débit de 0,5 à 1,0 l . s^{-1}. Des débits plus grands atteignent les sources (No. 33) 0,9—2,3 l s^{-1}, (No 34) 2,1—7,1 l . s^{-1}, (No. 35) 4,0 l . s^{-1}.

La série de couches cisnianske forme la zone anticlinale formée de formes morphologiquement expressives par rapport aux autres séries de couches du Flysch. Elle affleure la surface dans la partie NE des Basses Beskydes et des montagnes de Bukovské vrchy. Elle est drainée par les sources des fissures et des éboulis à fissures se situant à l'intérieur du complexe et par les sources des couches ou des barrières sur le point de contact avec les autres séries de couches du Flysch moins perméables. Les débits de la majeure partie des sources sont dans l'intervalle de 0,5 à 1,0 l . s^{-1}. Un plus grand débit de 3—5 l . s^{-1} ont seulement les sources (No. 37, 38 et 39), émergeant de la zone anticlinale de Bukovec, ou des plissements de Brincová.

Dans la zone du Flysch est slovaque on compte parmi les roches à la fonction hydrogéologique variable ou transitoire la série de couches zlínské de l'unité

Tableau 7. Les écoulements minimaux spécifiques des eaux souterraines de la zone du Flysch de la Slovaquie de l'Est

Station	Cours d'eau	Surface du bassin en km^2	Moyenne prise des écoulements minimaux annuels spécifiques des eaux en $l . s^{-1} . km^{-2}$ Pour les années de 1970—1975	Milieu rocheux
Bardejov	Topľa	329,9	1,72	Prédominance des grès sur les argilites
Svidník	Ladomirka	185,84	1,09	Prédominance des argilites sur les grès
Oľka	Oľka	43,19	1,06	Prédominance des argilites sur les grès
Koškovce	Laborec	437,88	1,29	Prédominance des argilites sur les grès
Adidovce	Udava	175,7	1,04	Prédominance des argilites sur les grès
Stariná	Cirocha	114,92	1,36	Equilibre entre des argilites et les grès
Uličˇ	Uličský potok (ruisseau)	96,72	2,14	Equilibre entre les argilites et les grès
Nová Sedlica	Zbojský potok (ruisseau)	30,24	3,47	Equilibre entre les argilites et les grès

bystrická et račanská. Une plus grande proportion des argilites, en comparaison avec les séries de couches gréseuses, limite une infiltration plus intense des eaux atmosphériques, la circulation et l'accumulation des eaux souterraines. Cette série de couches sont drainées par une grande quantité de sources des fissures et des éboulis fissurés aux débits allant à 0,2 l . s^{-1}. Les sources avec les débits plus grands sont rares et se lient d'habitude aux horizons plus épais de grès. Ce sont les sources captées (No. 40) au débit de 2,0 l . s^{-1} et les sources (No. 41) 0,1–0,7 l . s^{-1} et 0,6—3,2 l . s^{-1}.

Les autres séries de couches de la nappe magurský (belovežský et malcovské), de l'unité duklianská (lupkovské, podmenilitové, menilitové, papinské et cergovské) et de la zone du Klippen (marnes et roches marneuses), par suite de la prédominance des argilites, du développement rythmique menu du flysch et du plissement se distinguent par une circulation des eaux souterraines très limitée. Les eaux atmosphériques infiltrées s'accumulent en majeure partie dans la zone du sous-sol peu compact ou dans les dépôts des versants et forment un horizont perméable peu profond. Son drainage prend lieu par la forme des sources des éboulis, des éboulis à fissures et des couches qui se situent dans les encoches des valées et au pied des versants. Le débit de la majeure partie est dans l'intervalle allant de 0,1 à 0,2 l . s^{-1}. Dans ce complexe de roches, même malgré le fait qu'en tant qu'unité il est peu perméable, localement on trouve des sources au débit allant de 0,5 à 0,7 l . s^{-1}. La cause en est l'afflux des grès aux dépens des argilites. La dislocation tectonique et le taux plus élevé des précipitations.

Pour une caractérisation plus précise de l'écoulement des eaux on a calculé les écoulements minimaux spécifiques des eaux pour certains membres des lithofacies du Flysch de la Slovaquie de l'Est. Ils ont été calculés de l'eau de 365 jours et le Tab. No. 7 les donne comme la moyenne prise des écoulements minimaux annuels spécifiques pour la période observée. L'écoulement souterrain spécifique le plus petit ont les séries de couches avec la prédominance des argilites. L'écoulement spécifique le plus grand a été trouvé dans le bassin du ruisseau de Zbojský potok, formé de couches lupkovské et dans les parties supérieures de grès cisnianské. Les valeurs plus élevées de cet écoulement dans cette partie du territoire sont conditionnées par une altitude plus grande, à laquelle correspond un taux de précipitations plus élevé et une évaporation plus petite.

Dans le secteur ouest de la zone du Flysch on range dans le groupe des roches perméables les séries de couches gréseuses du détachement supérieur de l'unité oravsko-bielokarpatská, les séries de couches gréseuses de l'unité predmagurská et une partie de couches zlínské dans le facies des grès kyčerské. La région la plus riche en sources dans cette partie du Flysch est représentée par le secteur supérieur de la vallée Klubinská dolina, où, au pied Sud de la Veľká Rača plusieurs sources se situent (No. 44) aux débits maximaux de 15 à 40 l . s^{-1}.

La concentration des sources au débit relativement grand est évidemment

conditionnée par la combinaison de plusieurs facteurs. Ce sont, selon J. Jetel (1976), une perméabilité des grès fissurés relativement bonne, des conditions d'infiltration favorables des précipitations très abondantes (moyenne annuelle dans la partie de la crête plus de 1200 mm), un vaste dos plat du sommet du massif gréseux de la Veľká Rača recouvert de couches du sol résiduel, un gradient considérable entre la zone d'infiltration et d'écoulement et non en dernier lieu aussi l'épaisseur locale d'une infiltration plus intense, de l'accumulation et de la communication par l'effet des systèmes des cavités des couches causées par le glissement des bancs individuels de grès sur les surfaces des couches.

Les sources aux débits plus grands se trouvent dans les grès aussi dans les secteurs plus à l'Est de la crête frontière des Beskydes Slovaques (No. 45 et 46).

Des grès du détachement supérieure de l'unité bielokarpatská des Blanches Carpates plusieurs sources émergent dont les débits moyens ne dépassent pas 0,2—0,5 $l \cdot s^{-1}$. Les sources (No. 45) au débits moyens dépassant 2,0 $l \cdot s^{-1}$ et maximaux de 10 à 40 $l \cdot s^{-1}$ font l'exception. Elles se lient à la partie marginale du développement vlársky du Paléogène de l'unité bielokarpatská et à leur origine se fait valoir la combinaison de l'effet de la tectonique latérale avec la morphologie favorable du terrain, les facteurs lithologiques, le développement des dépôts déluviaux épais et par la dislocation du territoire par des glissements considérables. L'écoulement moyen spécifique des eaux souterraines de cette série de couches drainée par la méthode de K. Kille (1970) se monte à 3,01 $\cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (J. Jetel—L. Rybářová 1975).

Les autres séries de couches indiquées comme imperméables ou les séries de couches avec la fonction variable se distinguent par une caractéristique hydrogéologique analogue comme dans la partie est de la zone du Flysch de la Slovaquie.

Conclusion

Les sédimentes paléogènes affleurent à la surface dans les Carpates intérieures et extérieures. Dans les Carpates intérieures ils sont formés de lithofacies d'assise et de Flysch avec la tectonique du type germanique. Dans les Carpates extérieures ils affleurent à la surface dans la nappe magurská, l'unité duklianska et dans la zone du Klippen. Ils sont formés de facies de Flysch au plissement du type alpin.

Les sédiments du Paléogène des Carpates intérieures sont du point de vue hydrogéologique divisés en sédiments d'assise et séries de couches supérieures du Flysch. La série de couches d'assise se distinguent par une perméabilité fissurée et fissurée-karstique. Elles ont la plus grande perméabilité dans les zones tectoniquement prédisposées, où le coéfficient du débit d'écoulement attaint la valeur de $10^{-3} \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, le débit spécifique des puits individuels de 1—10 $l \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$ et l'indice de perméabilité moyen de 4,4 ce qui, selon la classification de huit degrés (J. Jetel, 1973) correspond au degré de perméabilité — modérée. Aux endroits de la

dislocation tectonique plus petite le degré de perméabilité est plus petit avec le coefficient du débit d'écoulement entre 1,2 . 10^{-4} et 8,9 . 10^{-4} . m^2 . s^{-1} et l'indice moyen de perméabilité de 3,9.

Les séries de couches du Flysch du Paléogène des Carpates intérieures sont formées de séries de couches argiliteuses, argiliteuses-gréseuses, gréseuses-argiliteuses et gréseuses. Leur perméabilité en se basant sur l'indice de perméabilité on peut caractériser comme suit: La plus grande perméabilité montre la série de couches gréseuses avec la valeur moyenne de l'indice de perméabilité 4,0. Elle est sur la limite entre la IV. et V. classe de perméabilité. Les valeurs moyennes de l'indice de perméabilité sont de 3,3. Elles appartiennent dans la classe V. — assez faible. Les séries de couches du Flysch des zones plus profondes non disloquées montrent une perméabilité très faible (VII. classe).

La zone du Flysch est formée de sédiments de l'âge paléocène-oligocène. Du point de vue de la fonction hydrogéologique les séries de couches individuelles sont divisées en:

1. Séries de couches perméables ou en séries de couches à la prédominance de roches perméables (séries de couches gréseuses ou avec la prédominance des grès).
2. Séries de couches avec la fonction hydrogéologique transitoire ou variable (séries de couches dont la proportion entre les grès et les argilites est environ 1 : 1).
3. Séries de couches imperméables ou séries de couches à la prédominance de roches imperméables (séries de couches argiliteuses ou à la prédominance des argilites).

La perméabilité des sédiments de la zone du Flysch est carastérisée sur la base des résultats obtenus des essais de pompage et de la pression à eau. Dans les puits hydrogéologiques, forés dans la zone du sous-sol peu compact, les débits spécifiques sont dans l'intervalle de 0,01—0,03 $l . s^{-1} . m^{-1}$, les valeurs de la perméabilité spécifique dans l'intervalle de 3—4 et le coéfficient du débit d'écoulement allant de $2{,}10^{-6}$ à $1{,}10^{-4} m^2 . s^{-1}$. Les résultats obtenus des essais de la pression à eau documentent que l'abaissement régulier de la perméabilité se manifeste avec la profonduer. Les différences dans la perméabilité dans la zone du sous-sol peu compact entre la série de couches à la prédominance des grès et la série de couches avec la prédominance des argilites no sont pas très grandes. Cela veut dire que parfois la série de couches argiliteuses sont plus perméables que le massif gréseux.

Dans les sédiments du Flysch on distingue trois zones de profondeur avec un caractère de perméabilité différent. La zone des roches du sous-sol peu compactes atteint la profondeur de 30—40 m. C'est une zone de roches fissurées avec intensité qui prit lieu par l'effet des changements de la température et de l'eau souterraine. Ensuite la zone transitoire des fissures ouvertes sous la zone peu compacte. Elle est caractérisée par une perméabilité plus petite. Elle atteint la profondeur moyenne de 100 m. La dernière est la zone dans laquelle les fissures ouvertes prennent lieu seulement isolément et ont pour l'origine la dislocation tectonique.

Le territoire formé de roches de la zone du Flysch est caractérisé prédominemment par une circulation peu profonde. La partie substantielle des eaux souterraines s'écoulent en petites profondeurs sous la surface et elles émergent à la surface en sources ou en afflux disséminés dans les cours d'eau de surface. Les sources ont en moyenne un petit débit allant de 0,1 à 0,5 $l \cdot s^{-1}$ qui réagit sensiblement aux précipitations. Des débits plus grands allant à 2,0 $l \cdot s^{-1}$ atteignent les sources liées à la série de couches gréseuses.

Revu par A. Porubský.
Traduit par E. Bleho.

Bibliographie

CABALA, D. 1976: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch paleogénu Spišskej kotliny. Mineralia slovaca, 8, Spišská Nová Ves.

CABALA, D.—CABALOVÁ, K.—RUSINOVÁ, J. 1970—1974: Hydrogeologické posudky vrtaných studní v paleogéne Hornádskej kotliny. Geofond, Bratislava.

CIBUĽKA, Ľ. 1971: Hydrogeologický prieskum vonkajšieho flyšového pásma na východnom Slovensku (II. etapa). Archív VZ, Prešov.

CIBUĽKA, Ľ. 1974: K problematike hydrogeologického prieskumu flyšových oblastí na východnom Slovensku. Materiály k VI. celoštátnej konferencii v Košiciach. IGHP n. p., Žilina.

CIBUĽKA, Ľ. 1975: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov a možnosti ďalšieho využitia podzemných vôd Východoslovenského kraja, etapa: okres Bardejov. Archív IGHP, Košice.

CIBUĽKA, Ľ. 1977: Východoslovenský kraj — zhodnotenie hydrogeologických pomerov — okres Svidník. Archív IGHP, Košice.

GROSS, P. 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1:50 000. Geofond, Bratislava.

GROSS, P. 1971: Stručná geologická charakteristika centrálno-karpatského paleogénu na východnom Slovensku. Geofond, Bratislava.

HANZEL, V. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad. Geofond, Bratislava.

JETEL, J. 1964: Použití hodnot specifické výdatnosti a nových odvozených parametrů v hydrogeologii. Geol. průzkum 6, 5, Ústř. Úst. geol., Praha.

JETEL, J. 1973: Logický systém pojmů — základní podmínka formalizace a matematizace v hydrogeologii. Geol. Průzkum, 15, 1, Ústř. Úst. geol., Praha.

JETEL, J.—RYBÁŘOVÁ, L. 1975: Hydrogeológia paleogénu Bielych Karpát. In Kullman, E. 1976: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Trnava. Geofond, Bratislava.

JETEL, J.—RYBÁŘOVÁ, L. 1975: Hydrogeologie a hydrogeochemie Moravskosliezských Beskyd. Geofond, Praha.

JETEL, J.—RYBÁŘOVÁ, L. 1976: Hydrogeológia paleogénu povodia Kysúc. (In Zakovič, M. 1976: Hydrogeológia územia listi 26 — Žilina mapy ČSSR 1:200 000). Geofond, Bratislava.

KORÁB, T. 1975: Geológia dukelskej jednotky a jej vzťah k magurskému príkrovu (flyš východného Slovenska). Kandidátska disertačná práca, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia flyša východného Slovenska, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

MAHEĽ, M. et al. 1967: Regionální geológie ČSSR, 2, Západní Karpaty, 1, Academia, Praha.

POSPIŠIL, P. 1968: K problému získania pitnej vody v súvrstviach flyšového pásma na východnom Slovensku, archív VZ, Bratislava.

REPKA, P. 1970: Ideový projekt — Hydrogeologický výskum paleogénu Západných Karpát na roky 1971—1975 Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
REPKA, P. 1974: Podzemné vody paleogénu. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie. II. časť. Slov. geol. úrad — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
RUSINA, Ľ. 1972: Veľká Lomnica — hydrogeologický prieskum. Geofond, Bratislava.
ŠALAGA, I. 1974: Rajecká kotlina a paleogén priľahlých oblastí — vyhľadávací geologický prieskum. Geofond, Bratislava
TUŽINSKÝ, A. et al. 1971: Liptovská kotlina — hydrogeologický prieskum (paleogén, kvartér). Geofond, Bratislava.
VALUŠIAK, I. 1971: Hydrogeologický prieskum v oblasti Lučivnej. Geofond, Bratislava.
VARGA, L. 1966: Najnovšie poznatky o priepustnosti skalných a poloskalných hornín na Slovensku. Manuskript — archív PFUK, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1974: Hydrogeologické pomery paleogénu na liste Poprad, (In Hanzel, V. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Poprad). Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1975: Hydrogeologický výskum paleogénu Levočských vrchov. Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1975: Hydrogeologické pomery paleogénu na liste Košice. (In Hanzel V.: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Košice). Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1975: Hydrogeologické pomery paleogénu na liste Michalovce. (In Škvarka, L. 1975: Hydrogeologická mapa 1:200 000 list Michalovce). Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. et al. 1976: Hydrogeológia územia listu — 26 Žilina, mapy ČSSR 1:200 000. Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. et al. 1977: Hydrogeológia územia listu — 28 Svidník, mapy ČSSR 1:200 000. Geofond, Bratislava.
ZAKOVIČ, M. 1979: Podzemné vody paleogénu Levočských vrchov. Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inž. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŽÁK, A. et al. 1969: Hydrogeologický prieskum vonkajšieho flyšového pásma na východnom Slovensku. Manuscript — archív VZ, Prešov.
ŽÁK, A. 1970: Predbežný hydrogeologický prieskum centrálno-karpatského flyša na východnom Slovensku. Manuskript — archív VZ, Prešov.

Михал Закович

Характеристика водоносности палеогеновых отложений Словакии

Резюме словацкого текста

Палеогеновые отложения в Словакии достигают большого распространения (рис 1). На дневную поверхность они выходят во внутренних и внешних Карпатах. Во внутренних Карпатах они сложены базальной и флишевой литофациями с германотипной тектоникой. Во внешних Карпатах они выходят на поверхность в магурском покрове, дукельской единице и в клипповой зоне. Они сложены флишевыми, альпинотипно складчатыми литофациями.

С гидрогеологической точки зрения палеогеновые отложения внутренних Карпат разделяются на базальную и вышележащую флишевую свиты. Базальная свита сложена преимущественно валунами карбонатов мезозоя. Она характеризуется трещинной до трещинно-карстовой водопроницаемостью. Параметры водоносности этой свиты приведены в табл. 1.

Флишевые свиты палеогена внутренних Карпат сложены аргиллитовой, аргиллито-песчаниковой и песчаниковой свитами. Аргиллитовая и аргиллито-песчаниковая свиты являются вслед-

ствие преобладания аргиллитов или же чередования аргиллитов и песчаников наименее водоносными. Они характеризованы трещинной до трещинно-поровой водопроницаемостью, связанной с трещиннами зоны подповерхностного разрыхления. Воды из этих свит отводятся трещинными, пластовыми и вторичными источниками осыпей дебитом в 0,1 до 0,3 л . $с^{-1}$. Величины их дебита находятся в прямой зависимости от атмосферных осадков. Величины водоносности, вычисленные по опытным откачкам, приведены в табл. 2 и 3.

Песчаниковая свита является наилучше водоносной из флишевых свит палеогена внутренних Карпат. Она залегает на лежачей, менее водоносной аргиллито-песчаниковой или же аргиллитовой свите. Ее водопроницаемость связана с трещинами зоны подповерхностного разрыхления и с трещинами тектонического происхождения. Величины дебита у большой части источников достигают 1,0 л . $с^{-1}$. Параметры водоносности, полученные опытными откачками, и величины удельного стока подземных вод составлены в табл. 4 и 5.

Общая классификация горных пород палеогена внутренних Карпат по их водопроницаемости дается на рис. 2. С точки зрения восьмиступенчатой классификации водопроницаемости (J. Jetel 1973) изучаемые горные породы можно характеризовать следующим образом: Самые большие установленные средние величины водопроницаемости этих пород соответствуют IV-ому классу – умеренно проницаемым породам. К этому классу относится базальная свита тектонически нарушенных областей со средней величиной показателя удельной водоносности 4,4. К границе между IV-ым и V-ым классами относятся базальная свита зоны подповерхностного разрыхления и песчаниковая свита. Их средние величины упомянутого показателя составляют 3,9 и 4,0. Водопроницаемость аргиллитовой и аргиллито-песчаниковой свит в зоне подповерхностного разрыхления является одинаковой, их средние величины показателя удельной водоносности равны 3,3. Они относятся к V-ому классу – довольно слабопроницаемым породам. Агриллито-песчаниковая свита более глубоких, ненарушенных зон обладает очень слабой водопроницаемостью (VII-ой класс). Предполагается, что преобладающая часть более глубоких, ненарушенных зон характеризованаVII-ым или жеVIII-ым классами водопроницаемости (незначительной проницаемостью).

Флишевая зона сложена флишевыми осадочными породами палеоценого-олигиценнового возраста. С точки зрения их гидрогеологической функции отдельные свиты разделяются на:

1. коллекторы или же свиты с преобладанием коллекторов (песчаниковые свиты или же свиты с преобладанием песчаников);
2. свиты с изменчивой или же переходной гидрогеологической функцией (свиты, у которых взаимоотношение песчаников и агриллитов составляет приблизительно 1:1);
3. изоляторы или же свиты с преобладанием изоляторов (агриллитовые свиты или же свиты с преобладанием агриллитов).

Водоносность флишевых пород характеризована на основании результатов, полученных опытными откачками и гидравлическими испытаниями. У гидрогеологических буровых скважин, опущенных в зону подповерхностного разрыхления, величины удельного дебита колеблются в пределах 0,01—0,03 л . $с^{-1}$. $м^{-1}$, величины показателя удельной водоносности — в пределах 3—4 и коэффициент водопроводимости – с 2 . 10^{-6} до 1 . $10^{-4}м^2$. $с^{-1}$. Результаты, полученные гидравлическими испытаниями, показывают, что с увеличивающейся глубиной появляется регулярное понижение водопроницаемости. Выразительно оно проявляется на глубину 30,0 м (рис. 3). В водопроницаемости флишевых пород в зоне подповерхностного разрыхления нет выразитеьных различий между свитой с преобладанием песчаников и свитой с преобладанием агриллитов. Это значит, что традиционная интерпретация аргиллитов как непроницаемых, а песчаников как водопроницаемых горных пород в условиях флиша не имеет однозначного действия. Иногда трещиноватая свита агриллитов более водоносная, чем массивный комплекс песчаников.

Во флишевых породах различаются три глубинных зоны с разным характером водопроницаемости: Зона подповерхностного разрыхления достигает глубины 30—40 м; это зона интенсивно

трещиноватых пород, возникяая вследствие воздействия температурных изменений и подземной воды. Далее под зоной разрыхления следует переходная зона открытых трещин, характеризованная более низкой водопроницаемостью и достигающая глубины в среднем 100 м. Последней является зона, в которой открытые трещины встречаются лишь в отдельных случаях, именно в связи с тектоническим нарушением. Область, сложенная породами флишевой зоны, характеризована преимущественно приповерхностной циркуляцией подземных вод. Преобладающая часть подземных вод стекает на малых глубинах под земной поверхностью и на дневную поверхность она выходит в источниках или же рассеянных притоках в поверхностные течения. Источники обладают в среднем малым дебитом, 0,1–0,5 л . $с^{-1}$, чувствительно реагирующим на атмосферные осадки; в период засухи часть их затухает. Более высоких дебитов до 2,0 л . $с^{-1}$ достигают источники, связанные с породами первой группы, именно со свитами песчаников. Удельные стоки подземных вод, рассчитанные по 365-дневной воде (табл. 7), колеблются с 1,06 до 3,47 л . $с^{-1}$. $км^{-2}$.

Список таблиц 1–7

Табл. 1. Параметры водоносности базальной свиты.
Табл. 2. Параметры водоносности аргиллитовой свиты.
Табл. 3. Параметры водоносности аргиллито-песчаниковой свиты.
Табл. 4. Среднегодовые стоки и средние удельные стоки подземных вод из песчаниковой свиты.
Табл. 5. Параметры водоносности песчаниковой свиты.
Табл. 6. Средние величины показателя водопроницаемости з осадочных пород палеогена внутренных Карпат.
Табл. 7. Минимальные удельные стоки подземных вод из флишевой зоны восточной Словакии.

Пояснения к рисункам 1–4

Рис. 1. Карта распространения палеогена на территории Словакии.

1–3 – внутрикарпатский палеоген: 1 – песчаниковая свита; 2 – аргиллит, аргиллит-песчаниковая и песчаниково-агриллитовая свита; 3 – базальная свита; 4–7 – флишевая зона; 4–5 – магурский покров: 4 – свита с преобладанием песчаников; 5 – свита с преобладанием аргиллитов; 6–7 – дуклянская единица; 6 – свита с преобладанием песчаников; 7 – свита с преобладанием аргиллитов; 8 – приклипповый палеоген; 9 – клипповая зона; 10 – допалеогеновые и попалоегеновые комплексы; 11 – наиболее важные источники; 12 – разломы и линии надвигов; A–V – обозначение орографических единниц на карте: A – Белые Карпаты; B – Яворники; C – Моравскослиезкие Бескиды; D – Словацкие Бескиды; E – Жилинская котловина; F – Турчьянская котловина; G – Оравска Магура; H – Скорушинские горы; I – Липтовская котловина; J – Попрадская котловина; K – Спишска Магура; L – Горнадская котловина; M – Левочские горы; N – Шаришская врховина; O – Любовнянская Врховина; P – Черхов; R – Низкие Бескиды; S – Буковые горы; T – Малые Карпаты; U – Бановская котловина; V – Гандловская котловина.

Рис 2. Схема сортировки отложений внутрикарпатского палеогена согласно с водопроницаемостью
1 – базальная свита более глубокой, тектонически нарушенной зоны; 2 – базальная свита с зоной приповерхностного разрыхления; 3 – аргиллитовая свита; 4а – песчаниково-аргиллитовая свита

тектонически ненарушенной зоной; 4в – песчанико-аргиллитовая свита зоны приповерхностного разрыхления; 5 – песчаниковая свита; 6 – средняя величина индекса водопроницаемости.

Рис. 3. Кривые специфических потерь воды (по данным Л. Варга 1966).
А – характер кривых специфических потерь воды в свитах с преобладанием аргиллитов; В – характер кривых специфических потер воды в свитах с преобладанием песчаников.

Рис 4. Графическое изображение индекса водопроницаемости в зависимости от изменения глубины
1 – свиты с преобладанием аргиллитов; 2 – свиты с преобладанием песчаников.

Перевод: A. Kříž.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

hydrogeológia a inžinierska geológia 3

Vydal Gologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1980

Vedecký redaktor: Ing. Eugen Kullman, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Technický redaktor: Jozef Bielik

Vytlačili Západoslovenské tlačiarne, závod Svornosť v Bratislave roku 1980
Náklad 700 expl., tem. skup. 03/9, povolené SÚUK 1197/I-1977.
Rozsah AH 12,31, VH 12,54, cena brož. Kčs 21,—