

# Sur l'arc des Karpathes occidentales

Autor(en): **widerski, Bohdan**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **26 (1933)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159260>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## Sur l'arc des Karpathes occidentales.

Par BOHDAN ŚWIDERSKI.

Avec deux figures dans le texte.

---

A chaque état de nos connaissances sur la géologie d'un pays correspondent des essais de synthèse générale, d'autant plus approfondis que se multiplient les études analytiques détaillées. Le retard de la science géologique des Karpathes, moins avancée que celle de nombreux massifs d'Europe, a eu comme conséquence l'application trop schématique des vues tectoniques générales élaborées dans les Alpes à leur prolongement oriental, sans que la base indispensable des faits pût être largement vérifiée. Je songe aux premières synthèses tectoniques, émises sous l'impulsion des idées de SUESS et de LUGEON, par LIMANOWSKI (1) et par UHLIG (2) dans les Karpathes occidentales, ainsi qu'aux vues généralisées sur la tectonique des Karpathes roumaines de MRAZEC et POPESCU-VOITESTI (3) et de MURGOCI (4). Plus tard, d'autres savants, nourris par les idées de plus en plus hardies de la géologie alpine ont considérablement modifié les vues plutôt simplistes de ces éminents prédécesseurs. L'organisation des travaux géologiques, dès l'année 1919, a apporté un riche butin scientifique en Pologne, en Roumanie et en Tchéco-Slovaquie et a rendu possibles de nouvelles généralisations. Ainsi sont nées les synthèses de J. NOWAK (5), de MACOVEI (6), de POPESCU-VOITESTI (7) et tout récemment, à l'occasion du III<sup>e</sup> congrès de l'Association pour l'avancement de la géologie des Karpathes, celle des géologues tchèques (8).

Ces essais synthétiques, ainsi que le nombre sans cesse augmentant des observations régionales, nous dévoilent les traits individuels qui caractérisent l'arc des Karpathes dans le système des Alpides.

Dans la présente note je me propose de discuter l'évolution tectonique des Karpathes occidentales, en me basant surtout sur les derniers travaux des géologues polonais et tchèques. Ils embrassent une large coupe à travers ce massif, le long du méridien de Cracovie. Les généralisations sur toute l'étendue de la chaîne

des Karpathes occidentales seraient prématurées, vue le manque d'études modernes uniformément distribuées sur tout cet espace.

Deux idées maîtresses nous guideront surtout dans nos recherches. Elles définissent chacune l'un des deux éléments fondamentaux d'un phénomène tectonique quelconque: la poussée orogénique et le milieu.

Le résultat le plus important de l'évolution scientifique récente est l'idée de la continuité ininterrompue des mouvements tectoniques dus à la poussée horizontale, en opposition aux vues plus anciennes sur l'existence de courts paroxysmes orogéniques, séparés par de longues périodes de tranquillité quasi absolue. ARGAND (9) a su nous démontrer magistralement le développement précurseur et le développement tardif de l'orogénèse alpine, J. NOWAK (10) a apporté des preuves décisives de l'évolution tectonique continue des Karpathes du flysch. Cette tectonique moderne cherche ses preuves non seulement dans les formes conservées du plissement, dans l'existence des discordances et des transgressions, datant les phases particulièrement vives de l'approfondissement des synclinaux, mais encore et surtout dans les variations des facies, dans l'apport du matériel clastique, dans les générations consécutives des injections, des diaclases et cassures, enfin dans le développement des formes morphologiques.

En tenant compte de tous ces documents, nous nous approchons de la conception que la poussée orogénique dure d'une manière ininterrompue dans l'écorce terrestre et que seul son résultat tectonique change continuellement quant à son emplacement, sa durée et sa forme évolutive dans l'espace et dans le temps.

L'autre grand mérite de la tectonique moderne, c'est de nous avoir démontré le rôle de la plasticité et de la rigidité du milieu dans lequel agit continuellement la poussée orogénique. Cette différenciation géophysique dans le plan horizontal (chaînes plissées et leurs encadrements plus rigides) se complique par la superposition des éléments à constitution différente dans le sens vertical: de l'infrastructure ancienne, cristalline, à longue évolution tectonique et, par suite, à plus grande rigidité et de ses couvertures sédimentaires de beaucoup plus plastiques et mobiles.

Le jeu tectonique différent de ces ensembles superposés, les décollements, les plissements indépendants et les chevauchements de la couverture sédimentaire constituent les traits essentiels de l'arc des Karpathes.

## **II. Subdivision de l'arc des Karpathes.**

Considérée en ses grandes lignes la constitution géologique des Karpathes nous montre à l'extérieur une large ceinture de plis et de nappes du flysch (crétacé-oligocène), décollés de leur infrastructure cristalline et charriés vers l'extérieur de l'arc. Cette dernière est

enfouie à quelques milliers de mètres de profondeur et n'apparaît au jour que sur l'élévation transversale de l'axe des Karpathes orientales.

Sur cette ceinture externe (nappes moyennes et bordières des Karpathes polonaises, zone marginale des Karpathes roumaines) chevauchent les nappes supérieures du flysch sous la forme de deux arcs de moindre rayon de courbure, soit: l'arc des nappes de Magura à l'ouest et l'arc de la zone interne des géologues roumains et les nappes de Czarnohora et de Pietros (11) à l'est. Ces nappes sont



Fig. 1. *Esquisse tectonique des Karpathes.* I = Ceinture externe des nappes du flysch. IIa = Petit arc des nappes de Magura. IIb = Petit arc de la zone interne du flysch des Karpathes orientales. IIIa = Bloc des Karpathes centrales de la Slovaquie. IIIb = Bloc des Karpathes centrales de la Roumanie. p. = zone des Piénides. tg = zone des Tatrides et des Granides. s = unité du Spiš (Gémérides). m = noyau cristallin de la zone IIb.

situées immédiatement au front des deux noyaux cristallins des Karpathes internes.

Dans la partie radicale de l'arc de Magura apparaît, au-dessous de la série tertiaire du flysch, son substratum mésozoïque — la zone anticlinale des Piénines, à structure extrêmement compliquée, qui contourne le noyau des Karpathes centrales de l'W. Celui-ci est constitué par plusieurs massifs cristallins — plis de fond anticlinaux, à grand rayon de courbure, avec leurs couvertures sédimentaires décollées et charriées, avec plusieurs grandes nappes de recouvrement conservées sur les flancs des massifs cristallins et dans les dé-

pressions synclinales qui les séparent. Celles-ci sont remplies en outre par les dépôts du flysch tertiaire.

Au noyau des Karpathes centrales de l'W correspond en Roumanie un autre bloc central de dimension considérable, à infrastructure cristalline en partie charriée en nappes et à large cuvette synclinale, celle de Transylvanie.

En définitive, le trait structural essentiel de l'arc des Karpathes est l'exhaussement relatif des deux blocs centraux par rapport à la ceinture externe des Karpathes du flysch, dont le support cristallin prékarpathique est enfoui à quelques milliers de mètres de profondeur.

### III. Évolution tectonique des Karpathes occidentales.

Considéré à l'échelle de la vie humaine, l'état actuel de l'arc karpathique constitue l'aboutissement d'une longue évolution tectonique dont nous allons revoir les étapes principales.

Grâce aux méthodes de minutieuse analyse pétrographique et géologique des conglomérats du flysch, introduites dans la géologie par St. KREUTZ et J. NOWAK (12) et grâce aux cartes paléogéographiques de J. NOWAK (13) il est possible de reconstruire en grandes lignes l'histoire de la marge bordière des Karpathes paléozoïques — des Prékarpathes, à l'emplacement originel beaucoup plus méridional de cette chaîne. Les plus anciennes formations sédimentaires non métamorphisées, connues en blocs roulés dans le flysch des Karpathes du N appartiennent au dévonien moyen détritique, au dévonien supérieur marin, au carbonifère soit marin, soit productif, et au permien continental. Les séries inférieures ne sont représentées que par des roches métamorphiques. Elles pourraient correspondre au cambrien-silurien et semblent indiquer une forte orogénèse calédonienne. Les roches cristallines à faible degré de métamorphisme ont dû constituer deux zones, sans doute à caractère synclinal, séparées par une large bande de cristallin à métamorphisme intense et à intrusions du type calédonien, d'après St. KREUTZ. Cette zone se rétrécit vers le SE, ses débris roulés dans le flysch disparaissent au large de la grande dépression transversale des Karpathes du flysch, entre Przemyśl et la plate-forme panonienne; elle ne réapparaît que dans le noyau cristallin des Karpathes orientales polono-roumaines.

La zone méridionale à faible métamorphisme est jalonnée du côté sud par le cristallin des massifs tatriques, pétrographiquement différent des Prékarpathes du N, à intrusions granitiques du type varisque et à l'orogénèse intense au déclin de l'ère paléozoïque.

Les Prékarpathes calédoniennes et hercyniennes ont dû constituer deux embranchements, dont l'un, de direction sudète (NW-SE), nous a laissé des traces dans les bandes de conglomérats crétacés des Karpathes silésiennes, décrites dernièrement par KSIĄŻKIEWICZ (14). L'autre branche, dirigée de l'E vers l'W, pareillement aux

Karpathes contemporaines, formait une zone à attaches moravo-silésiennes, plissée entre les deux môles moldanube et panonien, anciennement consolidés et plus résistants.

L'évolution mésozoïque des Prékarpathes semble indiquer que la consolidation et, par suite, la rigidité de l'infrastructure cristalline des Karpathes a été plus forte dans la marge septentrionale, correspondant aux cuvettes de sédimentation du flysch, plissée d'une manière intense au paléozoïque moyen et supérieur, que dans la partie méridionale des Prékarpathes (bloc des Karpathes centrales de l'W), dont nous ne connaissons que l'évolution tectonique hercynienne.

Dans la zone de l'infrastructure cristalline du flysch les mers mésozoïques ne pénétraient que lentement le long des zones à moindre métamorphisme et dans les synclinaux secondaires. La partie anticlinale médiane est restée jusqu'au jurassique en grande partie émergée et ce n'est qu'au crétacé que l'immersion de cette zone devient plus générale. Par contre, le noyau des Karpathes centrales de la Slovaquie a fléchi dès le trias inférieur et s'est disjoint en une série de rides anticlinales et de larges cuvettes synclinales. La prédisposition anticlinale des bombements date probablement de l'injection granitique des Prékarpathes, au déclin de l'ère paléozoïque. Le caractère néritique et détritique des sédiments le long de ces rides anticlinales embryonnaires, ainsi que l'existence de traces de transgressions et de lacunes dans la série stratigraphique, nous permettent de suivre à travers les âges leurs évolutions paléogéographique et tectonique.

Le décollement et le charriage en nappes de la couverture sédimentaire des Karpathes, ainsi que le rétrécissement par plissement, l'écaillage et l'imbrication en blocs plus massifs de l'infrastructure cristalline, enfin le remplissage des cuvettes synclinales par les dépôts du tertiaire rendent plus difficile la compréhension de l'évolution paléogéographique de la chaîne. Néanmoins il est possible, d'après nos connaissances d'aujourd'hui, de faire ressortir en leurs grandes lignes les traits principaux de cette évolution, en étalant hypothétiquement les nappes jusqu'à leurs bassins de sédimentation et leurs zones d'enracinement.

Peu connue dans l'unité charriée du Spiš, constituée de roches cristallines, paléozoïques et mésozoïques des montagnes du Spiš et du Gemer (LIMANOWSKI (15), « Gémérides » des géologues tchèques (8)), cette évolution peut être suivie avec plus de détails dans les nappes subtatriques (« Granides », des géologues tchèques, l. c.), grâce aux études plus anciennes des géologues autrichiens et hongrois, ainsi qu'aux travaux récents des savants polonais et tchèques, dans les « Tatrides » (massifs de la Haute Tatra, Petite Fatra, Lubochnia, Sucha, Mala Magura, Zjar, Inovec, Tribec, Basse Tatra) et dans

les « Piénides » (zone des Klippes Piénines), d'après les nouvelles observations faites en Pologne et en Slovaquie.

En allant du S au N et en déplaçant les unités tectoniques méridionales du bloc central des Karpathes slovaques d'au moins cent kilomètres vers le S de leur position actuelle, nous aurions dans le mésozoïque l'unité embryonnaire géanticlinale du Spiš (Gémérides) bordée au N par une large zone géosynclinale, à nombreux replis secondaires du régime embryonnaire des nappes subtatriques (Granides). Celle-ci a été limitée du côté septentrional, comme l'exposait déjà MATEJKA (16), par l'aire géanticlinale des massifs tatriques. Dans l'évolution tectonique des Tatrides nous observons à travers tout le mésozoïque le développement de bombements embryonnaires secondaires, lesquels ont abouti finalement aux plis de fond anticlinaux du type de la Haute et de la Basse Tatra. Au N de l'aire géanticlinale des Tatrides se trouvait la zone synclinale originelle des Piénines et l'anticlinorium subpiénin. Enfin, tout au N la zone élargie de l'infrastructure des Karpathes septentrionales du flysch.

A l'enfoncement général, à l'échelle continentale, des Prékarpathes paléozoïques du bloc central slovaque, au trias inférieur et moyen, succède une revivification orogénique au trias supérieur-rhétien, qui amène l'exondation au moins partielle des rides anticlinales et la formation de dépôts détritiques dans les zones synclinales adjacentes. A cette époque les conditions paléogéographiques étaient sensiblement les mêmes, comme l'a souligné déjà MATEJKA (16), dans les massifs de la Haute Tatra, de Lubochnia et de la Basse Tatra. La transgression du lias et les lacunes plus ou moins importantes dans la partie inférieure de cette série démontrent la tendance au plissement et l'exhaussement des rides embryonnaires de ces massifs. Au jurassique moyen et supérieur a lieu un approfondissement considérable des zones synclinales des Granides et des Piénides. En même temps plongent sous le niveau de la mer les bombements anticlinaux embryonnaires tatriques et subpiénin, avec disparition presque complète des éléments détritiques et terrigènes des sédiments.

La zone des Prékarpathes du flysch réagit à cette époque par l'élargissement des synclinaux et par la sédimentation néritique, ou organogène dans les parties anticlinales émergées dès la fin de l'ère paléozoïque.

Le même caractère des sédiments continue au crétacé inférieur. Dans la zone des Granides, les premiers signes de remplissage du géosynclinal et de mouvements tectoniques plus intenses ne se reflètent dans la série stratigraphique que dans l'albien de la zone externe de la nappe subtatrique inférieure, par l'arrivée d'éléments détritiques. Le facies diastrophique du flysch aptien dans la couverture sédimentaire de la zone basse-tatrique ainsi que l'émergence post-urgonienne et les transgressions répétées dans le gault de la

Haute Tatra, constituent des preuves d'intensification des mouvements tectoniques de l'infrastructure. Dans les Piénines la série géosynclinale finit avec le barrémien et peut-être l'aptien détritique, tandis que dans la zone anticlinale subpiénine le néocomien manque.

Dans la zone de l'infrastructure des Karpathes du flysch a lieu au début du néocomien l'approfondissement des synclinaux avec mouvements tectoniques répétés. L'hauterivien et surtout l'albien sont marqués par l'arrivée d'éléments clastiques grossiers dans les cuvettes de sédimentation, l'exhaussement et l'érosion intense des rides anticlinales.

C'est ainsi que l'intensification des mouvements orogéniques date dans l'arc des Karpathes occidentales de la fin du crétacé inférieur, faisant suite à une longue époque de phénomènes tectoniques précurseurs.

L'évolution des formes tectoniques lors du paroxysme crétacé moyen-sénonien-paléocène des Karpathes est caractérisée :

1. par le plissement et le rétrécissement de l'infrastructure cristalline, grâce à un certain degré de plasticité conservée en une plus large mesure dans les zones synclinales (Granides) que dans les rides préexistantes (Basse et Haute Tatra);
2. par le jeu des coins cristallins, grâce à la rigidité du même milieu, le long des surfaces listriques, soit anciennes, soit nouvellement formées;
3. par le déplacement en bloc des unités cristallines de l'infrastructure à plus grande échelle vers le haut et l'avant, les unes sur les autres;
4. par le plissement de la couverture sédimentaire, soit uniformément avec son support cristallin, soit d'une manière disharmonique;
5. enfin, par le décollement définitif de cette couverture à des niveaux stratigraphiques différents, particulièrement plastiques et son charriage vers le N en nappes de grande amplitude, par suite du chevauchement à grande échelle des unités cristallines de l'infrastructure, les unes sur les autres.

Ces phénomènes ont été accompagnés par le rabotage, l'écrasement et le laminage de la couverture sédimentaire parautochtone le long des bombements de l'infrastructure des unités tectoniques inférieures ainsi que par la formation de digitations secondaires des nappes supérieures et leurs empilements sur les flancs nord de ces bombements, vers les synclinaux avoisinants.

Dans les Tatrides le renforcement du plissement et du rétrécissement de l'infrastructure a commencé au moins à la fin du néocomien: l'émersion répétée de la Haute Tatra pendant le gault et l'aptien à facies flysch des séries sédimentaires de la Basse Tatra (séries de Siprun et de Czervena Magura des géologues tchèques)

en seraient la preuve. D'après RABOWSKI (17), les larges plis coiffés autochtones dans le cristallin de la Haute Tatra ont été formés les premiers; cette étape a été suivie par la formation de plis couchés parautochtones, à noyau cristallin dans la partie axiale, la plus exposée du massif, non sans le concours, sans doute, de la poussée exercée par les nappes subtatriques avançantes.

En étalant les plis couchés parautochtones de la Haute Tatra (plis de Cerwone Wierchy et de Giewont) RABOWSKI est arrivé à la conclusion qu'ils embrassaient primitivement un espace d'au moins 50 km. de largeur. Il en déduit le chevauchement très prononcé du massif de la Basse Tatra sur le bloc de la Haute Tatra, sans toutefois tenir compte d'un rétrécissement possible de l'infrastructure de ce dernier massif par le plissement et par le jeu des coins cristallins vers le haut et l'avant, dont nous voyons les preuves dans l'existence des noyaux cristallins des plis couchés hauttatriques et des zones d'écrasement intense dans la masse granitique principale du massif.

Il semble que la rigidité des bombements cristallins des Tatrides ait diminué vers le S. En effet, les plis de l'infrastructure sur le versant nord et dans la zone axiale de la Haute Tatra sont relativement larges et superficiels, les synclinaux remplis par la série du permotrias-albien sont peu profonds et fortement couchés vers le N dans la partie axiale du massif (18). Dans le cristallin de la Basse Tatra nous observons un nombre plus grand de plis, compliqués de surfaces listriques dans le granite, à synclinaux plus profonds et couchés vers le N sur la pente sud du massif, ou des digitations couchées et plongeantes vers le N, dans sa partie NW. Le caractère plus étroit et plus serré de certains synclinaux nous explique la mécanique du décollement de la couverture sédimentaire, de sorte que leurs noyaux ne sont formés que par les étages inférieurs du mésozoïque.

Sur le versant nord de la Basse Tatra, les digitations et les plis couchés et plongeant à noyaux et à coins granitiques jouent, d'après les études de KETTNER et de KOUTEK (19, 20), un rôle beaucoup plus considérable que ce n'est le cas dans la Haute Tatra. Ces plis s'enracinent dans la partie axiale du bloc cristallin. L'exagération des plis de l'infrastructure dans les parties axiales des Tatras s'explique par la situation primitivement dorsale de ces masses, la plus exposée à l'avancement des nappes subtatriques. La structure imbriquée et le plongement vers le N de ces plis semble être le résultat de l'écoulement de la couverture sédimentaire vers les zones synclinales déprimées du géantoclinal tatrique. De même, le rabotage, l'écrasement et le laminage de la couverture sédimentaire plissée de l'infrastructure tatrique ont eu lieu sur les versants S et les parties dorsales de ces massifs, les plus exposés à la poussée des nappes subtatriques. Ces faits constituent une preuve évidente de l'existence

de ces bombements tatriques, à longue évolution dès le paléozoïque, à l'époque de l'avancement des nappes subtatriques dans le crétacé moyen et supérieur pour le moins.

#### Granides:

Par opposition aux Tatrides — régime de plis à grand rayon de courbure, à longue évolution embryonnaire, à rigidité relativement élevée, à couverture sédimentaire repliée et déjetée vers les zones synclinales, en partie seulement entraînée loin de ses racines par l'avancement des nappes subtatriques — l'unité de ces dernières présente un tout autre aspect tectonique.

Elle forme un paquet de nappes, embrassant la série du trias moyen à l'albien, décollées de leur substratum cristallin et charriées très loin (60—70 km.) vers le N, par-dessus les éléments tatriques. En comparaison avec les régions exhaussées des Tatrides, le caractère plus profond de la série sédimentaire des nappes subtatriques prouve l'appartenance de ces nappes à une zone géosynclinale.

Le charriage de grande ampleur et le caractère tectonique différent indiquent une autre constitution du substratum originel des nappes subtatriques vis-à-vis du bloc plus rigide des Tatrides. D'après les travaux des géologues tchèques et conformément aux opinions plus anciennes de LIMANOWSKI (21) et de RABOWSKI (22) la zone des racines des nappes subtatriques se trouverait au S du massif de la Basse Tatra, dans le bassin supérieur de la rivière du Hron, aux environs de la ville de Brezno suivant ZOUBEK (23), MATEJKA et ANDRUSOV (24) (zone de « Kraklova » des géologues tchèques, de direction SW-NE). En effet, l'infrastructure cristalline présente, en allant vers le S de la Basse Tatra, dans la vallée du Hron, des particularités caractéristiques, mises en évidence par ZOUBEK. Tandis que dans le massif cristallin de la Basse Tatra les orthogneiss anciens et le granite d'âge carbonifère jouent un rôle prédominant, en rendant cette unité plus massive et rigide, vers le S, sur le versant méridional de la vallée du Hron, les roches métamorphiques d'origine sédimentaire sont plus ou moins en égalité avec les roches intrusives. Par contre, dans la zone de Kraklova les anciennes roches sédimentaires métamorphisées jouent un rôle prédominant, en rendant cette zone plus apte aux plissements intenses. Dans le massif méridional du Spiš et du Gemer (nappe des Gémérides) a lieu de nouveau, d'après ZOUBEK, l'augmentation des composants orthogneissiques et granitiques.

Ainsi, la constitution pétrographique primitive prédisposait les zones cristallines situées aujourd'hui dans le bassin supérieur du Hron à un rôle synclinal entre les deux massifs cristallins plus résistants et plus rigides de la Basse Tatra et du Spiš. La plus grande plongée de l'infrastructure de la zone de Kraklova aux temps méso-

zoïques, indiquée par le caractère relativement profond des sédiments jurassiques et crétacés inf. des nappes subtatriques, a eu pour suite l'augmentation de la plasticité de cette infrastructure. Ainsi s'explique le plissement intense de l'infrastructure cristalline de la zone de Kraklova, lors du renforcement de la poussée tangentielle au mésozoïque supérieur, en plis serrés ou en plis couchés, accompagné par une diaphtorèse plus forte que dans les zones avoisinantes de la Basse Tatra et du Spiš, sans la formation toutefois dans ce cristallin de nappes d'une plus grande envergure.

Le plissement intime de la zone de Kraklova a eu pour résultat un fort rétrécissement du soubassement cristallin de la série sédimentaire subtatrique. Cette dernière, rendue relativement moins plastique grâce à l'existence d'un épais complexe de dolomies et de calcaires massifs du trias-malm, a dû jouer tectoniquement d'une manière indépendante, en se décollant en plis-écailles de grande amplitude et en débordant sa base primitive rétrécie.

La question des racines des nappes subtatriques ne peut être considérée comme résolue avant que les études détaillées embrassent l'unité du Spiš, avec sa couverture triasique et en partie jurassique décollée, ainsi que le prolongement est de la zone de Kraklova. La faible largeur de cette dernière, ne mesurant qu'une dizaine de kilomètres, ne peut suffire, malgré son rétrécissement intense par plissement, comme emplacement primitif des trois nappes subtatriques empilées et chevauchées sur une étendue de 60—70 km. Il s'en suit, qu'une grande partie de la zone des racines des nappes subtatriques doit embrasser soit l'unité du Spiš, soit, ce qui est le plus probable d'après les études des géologues tchèques, doit être recouverte par l'unité supérieure du Spiš. Le chevauchement de cette dernière en un bloc plus rigide est prouvé grâce à l'existence d'une surface de charriage avec des lentilles étirées et broyées de trias et un plus fort dynamométamorphisme de la zone granitique frontale de cette unité. Le problème du charriage aussi prononcé des nappes subtatriques serait d'ailleurs incompréhensible sans l'hypothèse d'un chevauchement de grande envergure de la nappe du Spiš, dont l'avancement aurait définitivement décollé et poussé en avant la série sédimentaire subtatrique sur la surface structurale fortement accidentée des Tatrïdes.

Il est prématuré, vu l'état actuel des études, de discuter les détails du style tectonique et le développement paléogéographique des nappes subtatriques. Leur caractère tectonique est lié en premier lieu à l'existence des complexes schisteux du trias supérieur, du rhétien (nappes moyenne et supérieure) et de l'albien, séparant les paquets plus rigides du trias moyen, du jurassique et du crétacé inférieur.

Le trait dominant de la tectonique de ces nappes est le laminage et l'étirement sur les versants méridionaux et les faîtes structuraux

des massifs tatriques ainsi que leur empilement multiple et les nombreuses digitations sur les versants N de plis de fond des Tatrïdes — phénomènes dus à la plus grande facilité de glissement sur les surfaces inclinées préexistantes.

Cette évolution tectonique des nappes subtatriques a du avoir lieu entre l'albien et le paléocène. D'après les études d'ANDRUSOV (25), la mise en place de ces nappes s'est terminée avant le sénonien dans la partie occidentale du bloc central des Karpathes slovaques (Petites Karpathes), tandis que dans la région médiane du bloc les nappes granides n'ont atteint leur position actuelle qu'après le sénonien.

#### Piënides:

La zone des Piënides constitue certainement la région la plus compliquée de l'arc karpathique. Quoique les études de cette zone soient loin d'être terminées, il est possible d'en reconstituer l'histoire tectonique dans ses traits les plus généraux. L'état actuel de cette zone des klippes mésozoïques, dispersées dans une couverture d'âge albien-paléocène, étant le résultat surtout de l'évolution tectonique tertiaire, la suite des phénomènes orogéniques crétacés a été en partie effacée par ces plissements tardifs.

D'après les dernières opinions unanimes de NOWAK (26), RABOWSKI (27), HORWITZ (28) et ANDRUSOV (29) les séries piénine (trias moyen-hauterivien) et subpiénine (aalénien-tithonique) ont été déposées primitivement au N de la zone des Tatrïdes. Le caractère plus profond des sédiments de la série piénine indique l'existence au jurassique d'un géosynclinal bordant à l'extérieur l'ensemble des rides anticlinales tatriques, limité lui-même au N par une ride anticlinale subpiénine. L'existence d'une quatrième unité paléogéographique a été déduite par ANDRUSOV (30) grâce à l'abondance des galets de granites verts, d'orthogneiss et de porphyres, d'un caractère pétrographique différent du cristallin des Tatrïdes, dans les conglomérats sénoniens de la zone des Piënides.

Tandis que l'augmentation de l'intensité de la poussée tangentielle à l'aptien ne se manifeste dans les Tatrïdes que par l'apport du matériel détritique dans les sédiments à facies flysch, ou par quelques lacunes dans le gault, dans la zone des Piënides la transgression albienne s'est étendue sur un édifice structural compliqué, résultant de décollements, de plissements et de charriages d'âge néocomien (ANDRUSOV (31), HORWITZ (32)). L'anticlinal subpiénin a réagi par l'émergence dès le début de cet étage; plus tard, après l'hauterivien, une évolution tectonique intense embrasse la zone géosynclinale piénine.

Quoique nous n'ayons aucune preuve directe des mouvements dans l'infrastructure piénide, on est en droit de supposer, par ana-

logie avec l'évolution tectonique du bloc central des Karpathes slovaques, que le rétrécissement de cette infrastructure sans doute moins rigide que les môles granitiques environnants a provoqué le décollement et le plissement de sa couverture sédimentaire. En même temps l'avancée vers le N soit du soubassement cristallin tatrïde, soit d'une nappe parautochtone tatrïque primaire (ANDRUSOV (33)) a contribué au charriage des nappes piénides. L'évolution tectonique des Piénides nous semble donc indiquer l'existence au crétacé d'une zone de l'infrastructure particulièrement faible à la limite des Prékarpathes du flysch d'un côté et de l'autre des massifs à caractère géantoclinal des Tatrïdes. Cette zone a subi la première, et le plus fortement, l'intensité croissante de la poussée tangentielle crétacée. C'est le phénomène précurseur de l'avancement général du bloc central des Karpathes slovaques par dessus l'infrastructure des Prékarpathes du flysch aux temps tertiaires.

Le déplacement relatif des Tatrïdes par rapport à la zone piénide a été de plus forte envergure aux temps crétacés qu'au tertiaire, comme le prouve le faible plissement de la couverture tertiaire du flysch dans le synclinal du Podhale, au N de la Haute Tatra, non décollée du substratum cristallin et des nappes anciennement formées qui le recouvrent, à l'exception peut-être de la zone située plus à l'W, au N de la Petite Fatra. Pour expliquer le rapprochement des Tatrïdes et des Piénides au crétacé, il faut supposer que l'infrastructure tatrïde a avancé par-dessus le soubassement cristallin rétréci des Piénides, en contribuant au décollement de la couverture de ce dernier.

Le caractère pétrographique des sédiments de la couverture des Klippes, à facies diastrophique et détritique prédominant, ainsi que les nombreuses lacunes stratigraphiques (barrémien-aptien, turomien-coniacien, danien-paléocène) prouvent, malgré l'effacement des discordances primitives par les plissements ultérieurs, une longue suite de mouvements tectoniques et de phénomènes d'érosion des rides anticlinales émergées de la zone des Piénides. Une seule exception dans la série albien-paléocène de la couverture de la zone des Klippes est constituée par le facies plus profond des marnes de Puchov, d'âge maestrichtien, d'après ANDRUSOV.

#### Prékarpathes du flysch :

L'intensité de la poussée orogénique et le jeu tectonique des Prékarpathes aux temps du crétacé ont été enregistrés d'une manière particulièrement évidente par le facies diastrophique des dépôts du flysch. Le caractère côtier et le problème paléogéographique de ce facies ont été élucidés dès les travaux de R. ZUBER (34). L'analyse de la fréquence, de la grosseur et de la nature pétrographique des éléments détritiques (conglomérats, grès) du flysch a conduit J. NOWAK



Fig. 2. Schéma d'une coupe géologique des Karpathes occidentales: Infrastructures rigides et couvertures sédimentaires décollées et charriées en nappes. s = Couverture édimentaire décollée de l'unité du Spiš; g = nappes granides; p = nappes piénides; m = nappes de Magura; a, b<sub>2</sub> = nappes de la zone moyenne de la zone moyenne du flysch. B. T. = Basse Tatra; H. T. = Haute Tatra; M = infra-structure des nappes de Magura, B = infra-structure des nappes de la zone moyenne du flysch. Av. p. = avant pays.

(35) à l'idée d'une continuité ininterrompue des mouvements orogéniques. La fréquence des éléments grossiers dans le flysch dépend, d'après cet auteur, de l'émergence et de l'érosion continues des rides anticlinales en voie de plissement (séries épianticlinales). En même temps, dans les zones à prédisposition synclinale, plus éloignées des terres émergées, se sont déposés des sédiments plus fins. Dans les phases de la plongée et du recouvrement par les eaux des rides anticlinales — phénomènes dus soit au plissement à rayon de courbure à l'échelle continentale, soit à la descente isostatique — la sédimentation a pris un caractère plus uniforme et plus fin.

L'analyse du facies silésien du néocomien, de l'albien, ainsi que des dépôts du sénonien dans le groupe moyen des nappes du flysch (NOWAK (36)), à l'ouest du méridien de Cracovie, nous conduit à la constatation que les éléments diastrophiques du substratum prékarpathique apparaissent dans presque tous les niveaux stratigraphiques, dans les zones épianticlinales pour le moins. Leur abondance est particulièrement significative dans les dépôts de l'haute-rivien, ainsi que dans le sénonien. Les éléments macroclastiques existent, quoique moins fréquents, dans le valanginien, dans le barrémien-aptien et dans l'albien.

A côté de ce facies diastrophique, d'autres phénomènes nous indiquent la continuité des mouvements orogéniques à l'époque crétacée, à savoir: les traces de discordances dans la série calcaire du berriasien, la pénacordance entre les dépôts de l'haute-rivien et du barrémien-aptien, l'existence de décollements et de chevauchements

dans les temps néocomiens, l'absence probable du cénomanien et du turonien, la transgression du sénonien sur la série néocomienne plissée des nappes inférieures du flysch de la Silésie, ou sur le barrémien et l'aptien des nappes supérieures du groupe moyen, à l'E du méridien de Cracovie (37).

Malgré que les discordances dans la série du flysch crétacé-oligocène des Karpathes occidentales ne se laissent observer que rarement, il semble certain qu'elles ont existé fréquemment et ont été postérieurement effacées par le plissement intense post-oligocène de la série du flysch. En effet, on observe souvent une disharmonie de plissement manifeste entre le crétacé, l'éocène et l'oligocène. Ainsi dans la nappe supérieure du flysch (nappe de Magura) le crétacé noir (barrémien) est beaucoup plus fortement disloqué, diaclasé et broyé que les formations plus jeunes; le sénonien est fortement replissé par contraste avec l'éocène à tectonique beaucoup plus simple. Des faits analogues ont été signalés par TOLWINSKI (38).

L'effacement des discordances épianticlinales primitives est facilement concevable, vu l'existence de nombreuses interstratifications argileuses et schisteuses dans la série du flysch, grâce auxquelles a pu avoir lieu, lors de la forte orogénèse post-oligocène, un moulage des complexes plus jeunes et moins intensivement plissés aux reliefs structuraux plus accidentés et plus anciens.

En montant dans l'échelle stratigraphique du flysch, le facies épianticlinale diastrophique se manifeste encore aux temps de l'éocène inférieur dans les limites paléogéographiques de l'anticlinorium prékarpathique silésien (conglomérats et grès de Cieżkowice). Postérieurement à ces dépôts les mouvements orogéniques se ralentissent dans la région à facies silésien, et le cycle sédimentaire évolue vers la sédimentation gréseuse et argileuse des schistes à ménilite de l'éocène supérieur. Par contre, au S de la région à facies silésien, entre celle-ci et la zone piénide, le facies diastrophique continue jusqu'à l'oligocène (grès de Magura).

Dans le bloc central des Karpathes slovaques, le long de la coupe étudiée, le jeu de l'infrastructure cristalline et l'évolution tectonique de la couverture sédimentaire plissée et charriée continuent, sans toutefois laisser de traces vu le manque de sédiments entre l'albien et le lutétien supérieur-auversien inférieur transgressifs. Le caractère de l'éocène moyen et le facies du flysch dans les grands synclinaux du bloc central nous permettent pourtant de nous rendre compte de l'état auquel était arrivée cette évolution, avant que l'approfondissement des synclinaux eût introduit la mer éocène dans les limites du bloc. On peut différencier dans la nappe de Magura et dans les synclinaux tertiaires du bloc central plusieurs zones, caractérisées par un développement partiellement différent de la série éocène moyen-oligocène du flysch. C'est ainsi qu'en allant du N

au S nous rencontrons: une zone bordière du flysch de Magura, caractérisée par l'apparition de couches à inocérames, de l'éocène à grès de Ciężkowice et de schistes bariolés; une zone plus interne, immédiatement au N des Piénines, à l'horizon inférieur du paléogène à facies flysch «bordier nord» et à faible développement des schistes bigarrés; une zone au N de la Petite Fatra avec des traces de schistes bigarrés; une zone du flysch du Podhale-Turiec, au N et NW de la Haute Tatra, caractérisée par des intercalations de schistes à ménilite, et la zone de Liptów (large cuvette synclinale entre la Haute et la Basse Tatra) où manquent complètement les schistes à ménilite et les schistes bigarrés (voir MATEJKA et ANDRUSOV (39)).

La présence des éléments du substratum dans les conglomérats de base éocènes des synclinaux du bloc central prouve que les chevauchements de la couverture sédimentaire de ce bloc ont atteint avant l'éocène leur emplacement d'aujourd'hui. Les différences de facies nous indiquent aussi la configuration à cette époque des unités tectoniques à grand rayon de courbure de l'infrastructure du bloc central. Ainsi la zone du flysch située au N de la Petite Fatra et aux environs de Zilina a dû être séparée du synclinal du Podhale-Turiec par le bombement anticlinal de la Petite Fatra — zone des Klippes de la vallée d'Orawa. La zone synclinale du Podhale-Turiec a été limitée au S par l'anticlinorium de la Haute Tatra-Choc-Lubochnia et séparée ainsi du synclinal de Liptów. Toutefois l'amplitude d'élévation de ces bombements n'était pas pareille à celle d'aujourd'hui. La direction NE-SW de ces rides de grande envergure, d'âge anté-éocène, oblique par rapport aux zones exhausées postérieurement à l'oligocène, est parallèle au front de l'unité du Spiš (Gémérides). Je serais tenté de voir dans cette coïncidence une cause génétique qui s'expliquerait par l'avancement momentanément plus fort des Gémérides vers le NW, aux temps anté-éocènes.

Une activité érosive intense a dû s'exercer au début de la transgression du lutétien supérieur-auversien, comme le prouve l'abondance des conglomérats de base du flysch dans les synclinaux du bloc central des Karpathes slovaques. Après un affaiblissement relatif de cette activité, synchroniquement au dépôt des parties moyennes de la série du flysch, une recrudescence orogénique s'est manifestée vers le sommet du complexe du flysch du Podhale (grès massifs, conglomérats, blocs roulés) qui correspond aux dépôts de caractère diastrophique du flysch de Magura. Tous ces dépôts sont localisés dans la zone de l'infrastructure tectoniquement faible, à la limite N du bloc central des Karpathes slovaques et des Prékarpathes du flysch. Plus au N, dans les zones sédimentaires des nappes moyennes du flysch, les formations oligocènes présentent un facies gréseux et argileux, faiblement diastrophique.

La sédimentation du flysch karpathique finit dans les zones épisyndinales des Karpathes occidentales polonaises avec l'oligocène. A cette époque semble correspondre le nouveau renforcement de la poussée tangentielle, à effets de caractère différent dans le bloc central des Karpathes slovaques et dans la zone des Karpathes du flysch. Dans cette dernière région, la longue évolution tectonique aboutit à un décollement général, aux différents niveaux du crétacé, de la couverture sédimentaire de son soubassement prékarpathique, au plissement et à la formation de plusieurs nappes de charriage, poussées vers le N sur l'avant-pays, ou les unes sur les autres. La somme des amplitudes du chevauchement des nappes du flysch dans les Karpathes occidentales polonaises, visibles à la surface, dépasse 80 km. de largeur. Dans ce chiffre ne sont pas compris l'amplitude de rétrécissement par le plissement de la série sédimentaire de chaque nappe, non plus que le prolongement des surfaces de charriages cachées en profondeur et dont l'évaluation est impossible, vu le découpage peu profond des Karpathes du flysch par l'érosion.

En suivant les phénomènes du décollement de la couverture sédimentaire du flysch, du N au S, dans les limites de la nappe supérieure de Magura, nous observons encore à la distance de 15 km. au N de la zone des Piénides une grande fenêtre tectonique aux environs de Mszana Dolna, dans la vallée de la Raba, de plusieurs dizaines de kilomètres carrés de surface, dans laquelle apparaît une série oligocène (couches de Krosno), différente de celle de Magura, et qui appartient à une nappe inférieure. Cette fenêtre est séparée de la zone des Klippes piénines par un large synclinal de grès de Magura, secondairement replissés. Dans la zone des Piénides, la couverture tertiaire à facies flysch est conservée soit dans des étroits synclinaux (ANDRUSOV (41)), soit encapuchonnée entre les plis couchés d'une structure compliquée à l'extrême (RABOWSKI (42)). Nous abordons ensuite la zone faiblement plissée, ou ondulée du flysch du Podhale, large de 15—20 km. Sur le versant nord de la Haute Tatra, le contact de l'éocène moyen transgressif sur le faite structural du bloc central est primitif, sans traces d'un décollement important. Ainsi donc le plissement plus intense de la couverture sédimentaire tertiaire de la marge N des Karpathes centrales n'a commencé que dans la zone des Piénides, son décollement du substratum mésozoïque et prékarpathique n'a eu lieu qu'au nord de cette dernière.

Le décollement de la série sédimentaire du flysch, son rabotage et son charriage sous la forme du petit arc des nappes de Magura ne peut s'expliquer que par l'avancement général du bloc central des Karpathes slovaques vers le N, comme l'indique déjà la forme de cet arc — relatant à l'extérieur les contours du bloc. Cet avancement profond a dû avoir lieu dans l'infrastructure des deux ensembles

principaux des Karpathes occidentales, le long d'une zone tectoniquement faible et plus mobile. Le bloc central a dû avancer au large de la zone tectonique des Piénides, d'abord sur le substratum profond de cette zone aux temps du crétacé, ensuite à l'époque post-oligocène — sur le soubassement prékarpathique des Karpathes du flysch, en décollant et en poussant vers le N la couverture sédimentaire de la nappe de Magura, d'une manière tectoniquement analogue au charriage des nappes subtatriques sous l'impulsion de l'unité du Spiš, au crétacé moyen et supérieur.

L'avancement de la nappe de Magura a eu pour suite l'exagération de l'amplitude des chevauchements dans la zone du flysch située plus au N. Nous voyons en effet que les plis de cette zone, plus ou moins normaux à la surface, à l'E, aux environs de Krosno et de Jasło, en s'approchant du front de la nappe de Magura se transforment de plus en plus vers l'W en nappes de charriages, dont l'amplitude va en augmentant dans cette direction.

L'hypothèse de l'avancement profond du bloc central des Karpathes slovaques sur l'infrastructure prékarpathique de la zone de Magura nous explique la tectonique extrêmement compliquée de la zone des Piénides, en particulier les repliements multiples des nappes piénine et subpiénine (HORWITZ, RABOWSKI (43)) et le chevauchement en retour de cette zone sur le flysch du Podhale et du versant N de la Petite Fatra, large de plusieurs kilomètres (ANDRUSOV (44)). J'explique ce dernier phénomène, d'ailleurs d'un caractère secondaire, par la poussée vers le synclinal du Podhale de la masse des Klippes avec leur couverture, grâce à la résistance mécanique de la grande épaisseur du flysch de la nappe de Magura, raboté vers le N par l'avancement du bloc central sur le substratum profond des Prékarpathes.

A l'intérieur du bloc central des Karpathes slovaques, l'effet du renforcement de la poussée tangentielle post-oligocène se manifeste par l'exhaussement des zones anticlinales sous forme de plis de fond, suivant les anciennes prédispositions tectoniques. Grâce à la rigidité relativement élevée de l'infrastructure du bloc, n'a eu lieu que le gauchissement à grand rayon de courbure des massifs anticlinaux tatriques, accompagné de déplacements le long des anciennes surfaces listriques vers le haut et l'avant de la Haute Tatra, de la Petite Fatra, de la Basse Tatra, ainsi que de l'unité du Spiš, avec formation de cassures surtout sur les flancs méridionaux de ces unités. En même temps a eu lieu l'approfondissement des synclinaux qui les séparent et la transgression miocène.

Il me semble inexact de prétendre, comme le fait ANDRUSOV (45), que l'effet de l'orogénèse tertiaire a été plus faible dans le bloc central

des Karpathes slovaques que dans l'évolution tectonique des Karpathes du flysch. Cet auteur compare deux milieux non homogènes: le bloc central à l'infrastructure fortement rigidifiée par une longue évolution tectonique et la couverture sédimentaire des Prékarpathes du flysch, beaucoup plus plastique et mobile. La seule méthode possible serait de comparer l'évolution tectonique du bloc central avec celle de l'infrastructure de la zone du flysch, sans oublier que cette dernière, profondément enfouie sous les nappes du flysch, pouvait réagir d'une manière plus plastique.

La longue évolution mésozoïque et tertiaire des Karpathes occidentales, qui ne constitue qu'un développement conséquent de traits tectoniques très anciens, nous prouve qu'il n'est pas possible de subdiviser cette chaîne uniquement en se basant sur le caractère des plissements post-paléogènes (ANDRUSOV). Ainsi le vigoureux plissement de la couverture sédimentaire des Prékarpathes ne s'explique que par le jeu tectonique tardif de l'infrastructure des Karpathes occidentales à prédisposition orogénique paléozoïque.

### *Bibliographie.*

1. M. LIMANOWSKI. Rzut oka na architekturę Karpat. (Coup d'œil sur l'architecture des Karpates.) Kosmos XXX. Lwów 1905.
2. V. UHLIG. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der k. k. Ak. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Bd. CXVI. Wien 1907.
3. L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITESTI. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpathique en Roumanie. Annuaire de l'Inst. Géol. de Roumanie, Vme année, II<sup>me</sup> fasc. Bucarest 1914.
4. G. MURGOCI. Etudes géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne. Annuaire de l'Inst. Géol. de Roumanie, vol. VI. Bucarest 1915.
5. J. NOWAK. La nature et le rôle des plissements hercyniens en Pologne. Congrès Géol. Internat., Comptes rendus XIV<sup>me</sup> Sess., III<sup>me</sup> fasc. Madrid 1926/28. — Zarys Tektoniki Polski. Esquisse de la tectonique de la Pologne (en polonais). Cracovie 1927. — Die Geologie der polnischen Ölfelder. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geologie. 3. Heft. Stuttgart 1929.
6. G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. II<sup>me</sup> Réunion en Roumanie. Guide des excurs. Bucarest 1927.
7. I. POPESCU-VOITESTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. Revista Muzeului Geol.-Mineral. al Univ. din Cluj. Vol. III, N° 1. Cluj 1929.
8. A. MATEJKA et D. ANDRUSOV. Aperçu de la géologie des Carpates occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. III<sup>me</sup> Réunion en Tchécoslovaquie. Guide des excurs. Praha 1931.
9. E. ARGAND. Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae Geol. Helv. Vol. XIV, N° 1. Lausanne 1916. — Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes de la Soc. helv. d. Sciences Natur., Neuchâtel 1920.
10. J. NOWAK. Die Geologie der polnischen Ölfelder. (l. c.), p. 11—45.

11. B. ŚWIDERSKI. Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpathes orientales polono-roumaines. Bull. Ac. d. Sciences, Série A, 1925, p. 360.
12. J. NOWAK. Zarys Tektoniki Polski. (l. c.), p. 98—135.
13. J. NOWAK. ibidem.
14. M. KSIĄŻKIEWICZ. Beobachtungen über das Auftreten der Gerölle der urkarpathischen Gesteine in den Wadowicer Karpaten. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, T. VII. Kraków 1931.
15. M. LIMANOWSKI. Czapka tektoniczna w Pławcu nad Popradem i geneza płaszczowiny skałkowej. Rozpr. Ak. Um., Kraków, 1913, p. 12.
16. A. MATEJKA. Explorations géologiques dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. Sborník Stát. Geol. Ústavu Českoslov. Rep. Sv. VII, Roč. 1927, Praha 1927, p. 609.
17. F. RABOWSKI. Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique. Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. III, L. 1—2, Warszawa 1925, p. 187.
18. B. ŚWIDERSKI. Sur la géologie des monts Tatra. Les racines du grand pli couché de Czerwone Wierchy et les nouveaux éléments tectoniques du massif autochtone des Tatra. Bull. Ac. d. Sciences, Série A. Kraków 1921.
19. R. KETTNER. Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne.  
J. KOUTEK. Géologie du versant nord-ouest de la Basse Tatra. Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes. III<sup>me</sup> Réunion en Tchécoslovaquie. Guide des excurs. Praha 1931.
20. J. KOUTEK. ibidem.
21. A. MATEJKA. Géologie de la vallée de la Revúca. Association etc.
22. M. LIMANOWSKI. Czapka tektoniczna . . . (l. c.).
23. F. RABOWSKI. Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situées entre la zone des Klippes et les monts Vepor. Bull. Serv. Géol. de Pologne. Vol. VI, L. 1. Warszawa 1930.
24. V. ZOUBEK. Les montagnes du Vepor dans les environs de Podberezova. Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes. III<sup>me</sup> Réunion en Tchécoslovaquie. Guide des excurs. Praha 1931.
25. A. MATEJKA et D. ANDRUSOV. Aperçu . . . (l. c.).
26. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. V. Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. Sborník Stát. Geol. Ústavu Českoslov. Rep. Sv. IX. Roč. 1930. Praha 1930.
27. J. NOWAK. Zarys Tektoniki Polski (l. c.), p. 138—142.
28. F. RABOWSKI. Sur la provenance des limburgites etc. (l. c.), p. 231.
29. L. HORWITZ et F. RABOWSKI. Excursion dans les Piénines de la Société Géologique de Pologne. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, T. VI. Kraków 1929.
30. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie . . . V, (l. c.) p. 292.
31. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie . . . V, (l. c.).
32. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie . . . V, (l. c.).
33. L. HORWITZ. Compte-rendu des recherches géologiques pour la révision des feuilles « Nowy Targ » et « Szczawnica » de l'atlas géologique de la Galicie. Bull. Serv. Géol. de Pologne, Vol. VI, L. 4. Warszawa 1931.
34. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie . . . V, (l. c.).
35. R. ZUBER. Flisz i Nafta (en polonais). Lwów 1918.
36. J. NOWAK. Die Geologie der polnischen Ölfelder, (l. c.) p. 18.
37. J. NOWAK. Zarys Tektoniki Polski, (l. c.) p. 9 et suiv.
38. J. NOWAK. Zarys Tektoniki Polski, (l. c.) p. 15.

38. K. TOLWINSKI. Dislocations transversales et directions tectoniques des Carpathes polonaises. Travaux Géographiques. Liv. VI, Lwów 1922, p. 71.
39. A. MATEJKA et D. ANDRUSOV. Aperçu . . ., (l. c.) p. 91—105.
40. J. NOWAK. Zarys Tektoniki Polski, (l. c.).
41. D. ANDRUSOV. La zone des Klippes internes dans le bassin de l'Orava. Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes. III<sup>me</sup> Réunion en Tchécoslovaquie. Guide des excurs., Praha 1931, p. 317.
42. F. RABOWSKI. Quelques remarques sur la structure des Klippes. Annales de la Soc. Géol. de Pologne, T. VI. Kraków 1929.
43. L. HORWITZ et F. RABOWSKI. Excursion dans les Piénines . . ., (l. c.)
44. D. ANDRUSOV. La zone des Klippes internes . . ., (l. c.).
45. D. ANDRUSOV. Notes sur la géologie . . . V, (l. c.) p. 269.

Réception du manuscrit le 4 mai 1933.