

## **Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

BENJAMIN HUET\*, CHRISTOPH IGLSEDER\* & RALF SCHUSTER\*

\* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. benjamin.huet@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; ralf.schuster@geologie.ac.at

Das Kartenblatt GK50 121 Neukirchen am Großvenediger liegt in den Kitzbüheler Alpen westlich des Leukentals an der Grenze zwischen Tirol im Norden und Salzburg (Oberpinzgau) im Süden. Neben kleinen Vorkommen von subpenninischen und penninischen Decken des Tauernfensters im Süden und von Inntal-„Tertiär“ im Norden, wird der Großteil der Fläche des Kartenblattes von ostalpinen Decken eingenommen. Das Ostalpin gliedert sich in die „Innsbruck Quarzphyllitzone“, „Westliche Grauwackenzone“ und „Nördlichen Kalkalpen“. Bei diesen drei Einheiten handelt es sich wohl um geologische Einheiten, da sie sich auf die Verbreitung bestimmter charakteristischer Gesteine beziehen. Es handelt sich dabei aber nicht um tektonische oder lithostratigrafische Einheiten im engeren Sinne. Im Rahmen der Neukartierung des Kartenblattes wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um eine einheitliche, moderne, tektonische und lithostratigrafische Nomenklatur und Gliederung herzustellen. In der „Westlichen Grauwackenzone“ und den „Nördlichen Kalkalpen“ wurde die in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt 122 Kitzbühel präsentierte Gliederung (HEINISCH et al., 2015) erweitert und systematisiert. In der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ wurde eine neue Gliederung entwickelt. In diesem Beitrag wird die neue Nomenklatur präsentiert und die Zuordnung zu den Deckensystemen des Ostalpins (sensu SCHMID et al., 2004) diskutiert. Weiter werden die ostalpinen Decken des Kartenblattes vom Liegenden in das Hangende beschrieben (Abb. 1, 2).

### **1. Königsleiten-Decke**

Die Königsleiten-Decke tritt in der Südwestecke des Kartenblattes nördlich vom Gerlospass auf (Abb. 1). Der Name dieser Decke leitet sich vom Gipfel der Königsleiten (2.315 m Seehöhe) her. Die Königsleiten-Decke ist im Liegenden mit einer West–Ost streichenden Deckengrenze zum Subpenninikum und Penninikum des Tauernfensters im Süden begrenzt. Diese Deckengrenze fällt nach NNE ein und ist durch das Auftreten von Kataklasiten charakterisiert. Im Norden liegt die Königsleiten-Decke unterhalb der Wildkogel-Decke (Abb. 1, 2; Kap. 2). An dieser Deckengrenze ist in das Hangende eine zunehmende Deformation ohne starke Lokalisation beobachtbar. Großteils wurde die nach NNE einfallende Deckengrenze mittels lithologischer Merkmale kartiert. Nach Osten keilt die Königsleiten-Decke im Salzachtal aus und ihre Begrenzung westlich des Kartenblattes ist nicht bekannt.

Lithologisch umfasst die Königsleiten-Decke eine Wechsellagerung von grauem bis graugrünem Phyllit und Quarzit. Die interne Deformation ist durch eine einphasige, penetrative Schieferung charakterisiert. Oft sind noch sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) erhalten. Auf der Schieferung sieht man typischerweise Streifen unterschiedlicher Farben und Zusammensetzung, die einer Intersektionslineation zwischen der Schichtung und Schieferung entsprechen. Vorkommen von Chloritoid (HEINISCH, 2013) und – in einer einzelnen Probe – Granat weisen auf eine einphasige Metamorphose in mittlerer bis oberer Grünschieferfazies hin. Erste petrologische Untersuchungen weisen auf einen Höhenpunkt der Metamorphose bei ca. 480° C – 7 kbar hin (HUET et al., 2017). Das Alter der Metamorphose und Hauptdeformation ist nicht bekannt.

Aufgrund der lithologischen Vergesellschaftung, der einphasigen Deformation und Metamorphose ist zu vermuten, dass die Phyllit-Quarzit-Wechsellagerung aus permischen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen ist. Diese Hypothese könnte mit U-Pb-Datierung von detritären Zirkonen verifiziert werden. Die lithostratigrafische Gliederung innerhalb der Königsleiten-Decke wird von diesem Ergebnis abhängen (Abb. 2).

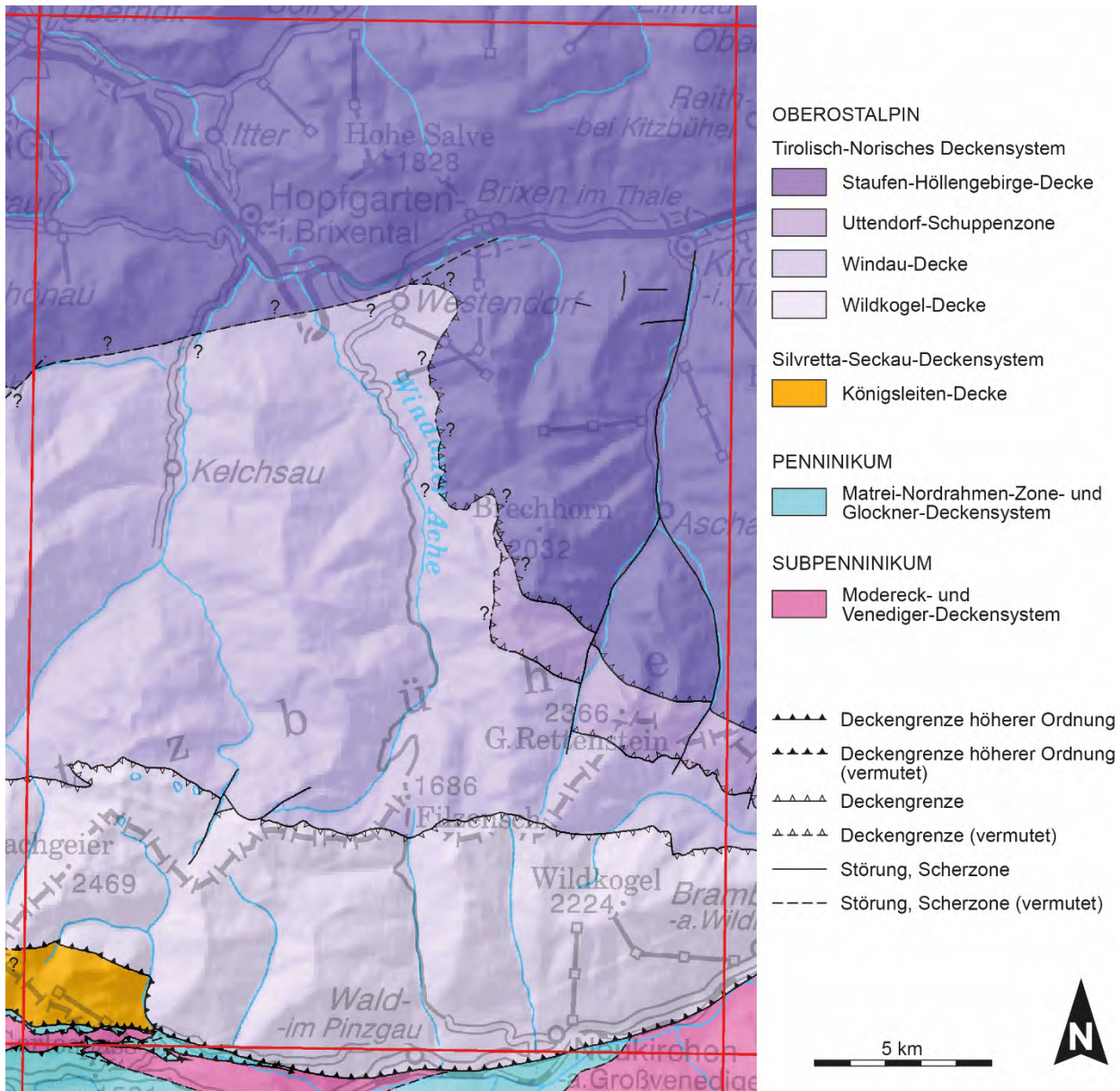


Abb. 1: Vereinfachte tektonische Karte für das Kartenblatt GK50 Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger (das rote Gitter zeigt die Grenze des Kartenblattes). Die Zuordnung der Königsleiten-Decke zum Silvretta-Seckau-Deckensystem wird nach gegenwärtigem Kenntnisstand bevorzugt. Die Fragezeichen deuten an, dass die genaue Lage der tektonischen Kontakte nur vermutet ist. Weitere Kartierungen sind hier nötig. Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

## 2. Wildkogel-Decke

Die Wildkogel-Decke baut einen etwa 6 km breiten, West–Ost streichenden Bereich zwischen dem Salzachtal im Süden und der Landesgrenze von Tirol zu Salzburg im Norden auf (Abb. 1). Die Benennung erfolgte nach dem Berg Wildkogel (2.224 m Seehöhe). Die Wildkogel-Decke beinhaltet die „Steinkoglschiefer“ von OHNESORGE (1908), welche Granat und/oder Biotit führen, sowie nördlich angrenzende Anteile der „Innsbruck Quarzphyllitzzone“, die größtenteils aus phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebaut sind. Die Decke ist durch eine West–Ost streichende Scherzone gegenüber subpenninischen und penninischen Decken des Tauernfensters begrenzt, welche im Süden in liegender Position auftreten. Die Deckengrenze ist von der quartären Talfüllung des Salzachtals überdeckt. Im Südwesten liegt die Wildkogel-Decke auf der Königsleiten-Decke (Kap. 1) und im Norden liegt sie invers auf der Windau-Decke (Abb. 1, 2; Kap. 3). Die Deckengrenze zur Windau-Decke ist eine duktile, sinistrale Scherzone, die West–Ost streicht und südfallend bis vertikal auftritt. Sie ist durch intensive Deformation und Phyllonitisierung charakterisiert, wodurch die lithologische Trennung zwischen phyllonitischen Glimmerschiefern der Wildkogel-Decke im Süden von Quarzphylliten der Windau-Decke oft

schwierig ist. Gegen Osten keilt die Wildkogel-Decke bei der Mündung des Mühlbachtals in das Salztal aus. Ihre Begrenzung nach Westen ist derzeit noch unbekannt.

Die Wildkogel-Decke wird vom **Trattenbach-Komplex** aufgebaut (Abb. 2). Diese lithostratigraphische Einheit wurde nach dem Trattenbach benannt, da entlang diesem ein Profil aufgeschlossen ist, welches den Großteil der typischen Lithologien beinhaltet. Der Trattenbach-Komplex wird großteils von feinkörnigem quarzreichem Glimmerschiefer, Paragneis und Quarzit ohne Granat und Biotit aufgebaut. Häufig sind diese Gesteine phyllonitisiert. Darin befinden sich drei lithologische Einheiten, die gut charakterisiert und als Lithodeme definiert werden können. Granat und/oder Biotit führender Paragneis, Glimmerschiefer und Quarzit sind im **Steinkogel-Lithodem** zusammengefasst. Dieses wurde in Anlehnung an die „Steinkogelschiefer“ von OHNESORGE (1908) benannt. Lithologien mit frischem Granat und Biotit treten hauptsächlich in den Gipfelbereichen des Wildkogels, Steinkogels und Laubkogels auf. In Kontakt zu den Lithologien, die keinen Granat und Biotit führen, sind sie grünschieferfaziell überprägt und daher ist der Übergang fließend. Eine diskrete grünschieferfazielle Phyllonitzone bildet die Deckengrenze zur Windau-Decke. Innerhalb des Steinkogel-Lithodems und seiner überprägten Randbereiche findet man Orthogneiskörper, die eine Länge von bis zu 2 km erreichen und im **Laubkogel-Lithodem** zusammengefasst sind.

Der Orthogneis enthält Kalifeldspatporphyroklasten mit bis zu 5 cm im Durchmesser sowie Muskovit. Er ist teilweise Biotit- und Granat führend und zeigt proto- bis mesomylonitische Mikrostrukturen. U-Pb-Zirkonalter belegen ein Intrusionsalter im Unter- bis Mittelordovizium (HUET et al., 2018). Innerhalb der Granat- und Biotit freien Lithologien und selten in Kontakt mit dem Steinkogel-Lithodem findet man die Marmore des **Gernkogel-Lithodems** konkordant in die Hauptschieferung eingeschaltet. Die Marmore bilden einen diskontinuierlichen, verfalteten und boudinierten Zug aus wechsellagerndem, hellgrauem bis hellgelbem Dolomit- bzw. Kalzit-Marmor und untergeordnetem, dunklem Kalkglimmerschiefer. Der Dolomit-Marmor ist feinkörnig, wohingegen der Kalzit-Marmor meist grobkörniger ist. Die Sr-Isotopie eines Kalzit-Marmors passt zu Werten der Seewasserkurve (MCARTHUR et al., 2001) im Obersilur bis Unterdevon (HUET et al., 2018). Metamorphe basische Gesteine treten in zwei Typen auf. Im Nordteil findet man massiven, dunkelgrünen Amphibolit, Grünschiefer und selten Hornblendegarbenschiefer. Im Südteil sind dünne, oft karbonatische Chlorit-, Biotit- und Grünschieferlagen in der Nähe des Gernkogel-Lithodems aufgeschlossen. Ein U-Pb Apatitalter von  $408 \pm 25$  Ma aus einem Chloritschiefer wird als Bildungsalter interpretiert und deutet damit auf eine Ablagerung des vulkanischen oder vulkanosedimentären Protoliths im späten Silur oder frühen Devon hin. Die vorhandenen Daten lassen für den Trattenbach-Komplex ein Sedimentationsalter im Zeitraum vom Neoproterozoikum bis in das frühe Karbon vermuten.

Die metamorphe Geschichte des Trattenbach-Komplexes ist zweiphasig (SCHULZ, 1992; HUET et al., 2018). Das erste Ereignis ist in den Paragneisen des Steinkogel-Lithodems aus einer Paragenese mit Kernen von Granat, anorthitreichem Plagioklas, Biotit, Muskovit und Ilmenit ableitbar. In selten auftretendem, Al-reichem Glimmerschiefer ist der Granat einphasig und rechteckige Chloritoid-Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Staurolith des ersten Ereignisses interpretiert. Die berechneten Bedingungen ( $\sim 7$  kbar –  $530^\circ$  C) liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies und sind konsistent mit Ergebnissen der Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial im Steinkogel-Lithodem. Ein Sm-Nd Granatalter von  $327 \pm 4$  Ma, gemessen an einem Al-reichem Glimmerschiefer und ein U-Pb Apatit Abkühlalter von  $293 \pm 12$  Ma, gemessen an einem Paragneis, zeigen, dass diese Metamorphose während des Variszischen Ereignisses erfolgte. In den Granat- und Biotit freien Gesteinen ist es nicht möglich diesem ersten Ereignis eine eindeutige Paragenese zuzuordnen. Dem zweiten Ereignis können im Paragneis die Ränder von Granat, anorthitarmer rekristallisierter Plagioklas, Biotit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Epidot und Titanit zugerechnet werden. Die Chemie der zweiten Granatgeneration ist deutlich Ca-reicher und Mg-ärmer. Sie findet sich nicht nur als Ränder um die Kerne, sondern auch in Rissen („*healed cracks*“). Der Titanit umwächst den Ilmenit der ersten Paragenese. In Al-reichem Glimmerschiefer ist, wie oben erwähnt, Chloritoid in Pseudomorphosen nach Staurolith vorhanden. Eine Paragenese mit Chloritoid, Chlorit, Muskovit und Ilmenit und Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial aus den Granat und Biotit freien Lithologien deutet auf eine maximale Temperatur von  $470^\circ$  C für das zweite Ereignis hin. Ein U-Pb Apatit Alter von  $138 \pm 25$  Ma aus einem Orthogneis ( $125 \pm 2$  Ma mit Xenotim Anker), ein U-Pb Rutil Alter von  $96 \pm 2$  Ma, gemessen

an einem Paragneis und ein Rb-Sr-Muskovitalter von  $99 \pm 1$  Ma aus einem silikatisch verunreinigtem Kalzit-Marmor zeigen, dass die zweite Metamorphose während des Eoalpidischen Ereignisses stattfand. Ar-Ar-Muskovitalter aus stark deformierten Lithologien ergaben zwischen 100 und 90 Ma. Sie werden als Deformationsalter interpretiert und datieren die Aktivität an der Deckengrenze zur Windau-Decke. Im Gegensatz dazu ergaben Ar-Ar-Muskovitalter aus Gesteinen des Steinkogel-Lithodems mit gut erhaltenen, variszischen Paragenesen Werte von 90-280 Ma (Huet et al., 2018). Diese werden als teil- bis völlig verjüngte Alter interpretiert. Eine langsame Abkühlung des Trattenbach-Komplexes wird durch drei Rb-Sr-Biotitalter um 80 Ma und U-Th-He-Alter an Apatit und Zirkon angezeigt, welche zwischen 80 und 10 Ma liegen.

Die Deformation innerhalb der Trattenbach-Decke ist komplex und mehrphasig. Die wichtigsten Deformationsereignisse sind (1) sinistrale Scherung in NNW–SSE-Richtung und gleichzeitige Phyllonitisierung an der Deckengrenze zur Windau-Decke und (2) Faltung im Zentimeter- bis Kilometer-Maßstab mit NW–SE orientierten subhorizontalen Faltenachsen und N-fallenden Achsenebenen. Diese Faltung ist verantwortlich für die überkippte Lage der Deckengrenze.

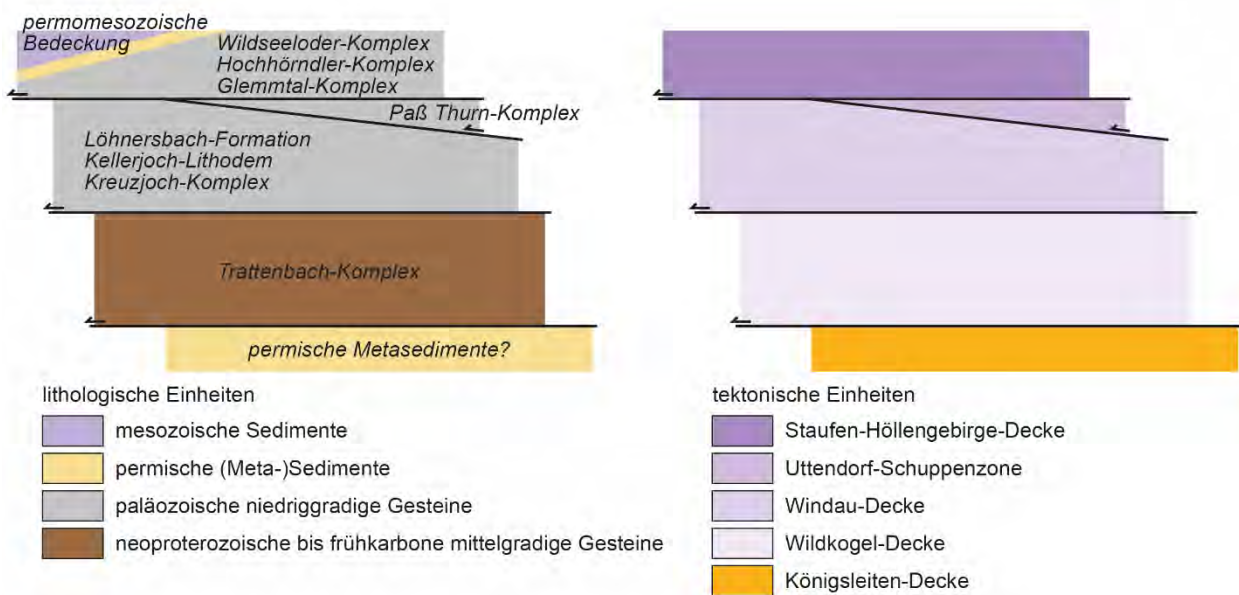


Abb. 2: Lithologische und tektonische Skizze zur Gliederung des Ostalpins auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. Die Namen der lithostratigrafischen Einheiten sind kursiv geschrieben.

### 3. Windau-Decke

Die Windau-Decke tritt im Zentrum des Kartenblattes auf (Abb. 1). Der Name bezieht sich auf das „Windau-Halbfenster“, welches im Windautal von AMPFERER & OHNESORGE (1918) definiert wurde. Die Windau-Decke umfasst den nördlichen Anteil der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ inklusive dem „Windau-Halbfenster“ (z.B. TOLLMANN, 1977), der keine Hinweise auf eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies liefert, und höhergradige Anteile der „Grauwackenzone“ (z.B. HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Im Süden ist die Windau-Decke gegen die Wildkogel-Decke begrenzt (Kap. 2), während sie im Osten mit einer NE-fallenden Deckengrenze von der Uttendorf-Schuppenzone (Kap. 4) und der Staufen-Höllengebirge-Decke (Kap. 5) überlagert wird (Abb. 1, 2). Ihre genaue Begrenzung Richtung Norden und Westen muss im Gelände erst verifiziert werden (Abb. 1).

Lithostratigrafisch beinhaltet die Windau-Decke vom Liegenden in das Hangende drei Hauptelemente (Abb. 2): (1) den Kreuzjoch-Komplex, (2) den Orthogneis des Kellerjoch-Lithodems und (3) paläozoische siliziklastische Formationen der „Westlichen Grauwackenzone“ (hauptsächlich Löhnersbach-Formation, Kap. 5), welche in der Staufen-Höllengebirge-Decke definiert wurden (HEINISCH et al., 2015). Der **Kreuzjoch-Komplex** besteht aus silbrigem bis dunkelgrauem Quarzphyllit mit untergeordnetem Quarzit und Phyllit sowie karbonatischem Grünschiefer oder Chloritschiefer. Sedimentäre Strukturen sind nicht erhalten und die Schieferung ist stark ausgeprägt. Die **Löhnersbach-Formation** besteht aus häufig grafitisch

pigmentiertem Siltstein und Tonstein mit untergeordnetem Sandstein. Sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) und detritäre Hellglimmer auf Schichtflächen sind darin erhalten. Das **Kellerjoch-Lithodem** entspricht einem schwach metamorphen, granitischen Orthogneis. Die Matrix ist feinkörnig und enthält bisweilen Kalifeldspatporphyroklasten, die bis 3 cm erreichen können. Basierend auf U-Pb-Zirkonaltern (SÖLLNER et al., 1991; BLATT, 2013; TROPPER et al., 2016) erfolgte die Kristallisation der einzelnen Granitintrusionen im Mittelordovizium. Die Orthogneiskörper treten sowohl an der Grenze zwischen dem Kreuzjoch-Komplex und der Löhnersbach-Formation, als auch innerhalb der beiden lithostratigrafischen Einheiten auf (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008).

Innerhalb der Windau-Decke nimmt die Metamorphose und Deformation in Richtung der Wildkogel-Decke im Süden zu. Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial zeigt eine maximale Temperatur von 470° C des Kreuzjoch-Komplexes (HUET et al., 2018). Die inverse Lagerung des Kreuzjoch-Komplexes auf der Löhnersbach-Formation im Südteil der Windau-Decke entstand während der großräumigen Faltung mit N-fallenden Achsenflächen und NW–SE streichenden subhorizontalen Faltenachsen (Kap. 2). Ein Ar-Ar-Muskovitalter von etwa 100 Ma an der Grenze zwischen der Windau-Decke und der Uttendorf-Schuppenzone weist auf eoalpidische Deckenstapelung hin (HUET et al., 2018).

#### 4. Uttendorf-Schuppenzone

Die Uttendorf-Schuppenzone (HEINISCH et al., 2015) liegt im Hangenden der Windau-Decke (Kap. 3) und im Liegenden der Stauf-Höllengebirge-Decke (Kap. 4) mit NW–SE streichenden und NE einfallenden Deckengrenzen (Abb. 1, 2). Sie keilt vermutlich im Nordwesten östlich der Windauer Ache aus. Diese Schuppenzone wurde als tektonische Zone zwischen der „Grauwackenzone“ und der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ definiert (HEINISCH et al., 2015).

Stratigrafisch beinhaltet die Uttendorf-Schuppenzone metamorphe und duktil deformierte Elemente des Glemmtal- bzw. Wildseeloder-Komplexes, mit teilweise exotischen Lithologien wie diversen Gneisen, z.T. Granat führend, Spessartin-Glimmerschiefern, Biotit-Glimmerschiefern, phyllonitischen Granat-Glimmerschiefern und Hornblende-Gabbros (HEINISCH et al., 2015). Lithostratigrafisch werden diese Lithologien nun dem **Paß Thurn-Komplex** zugeordnet (Abb. 2). Es ist bisher unklar, ob die Entstehung der Uttendorf-Schuppenzone variszisch oder alpidisch ist. Im ersten Fall sollte sie eigentlich als separater Komplex innerhalb der Stauf-Höllengebirge-Decke zugeordnet werden.

#### 5. Stauf-Höllengebirge-Decke

Die Stauf-Höllengebirge-Decke ist die hangendste Decke im Bereich des Kartenblattes (Abb. 1, 2). Sie überlagert die Windau- und Uttendorf-Schuppenzone im Süden (Kap. 3, 4) und ist im Nordwesten durch die Inntal-Störung begrenzt.

Die lithostratigrafische Gliederung der paläozoischen Gesteine innerhalb der Stauf-Höllengebirge-Decke erfolgt in Anlehnung an jene in den Erläuterungen zum Kartenblatt 122 Kitzbühel. HEINISCH et al. (2015) unterscheiden vom Liegenden in das Hangende die Glemmtal-Einheit, Wildseeloder-Einheit und die Hochhörndler Schuppenzone. Dabei handelt es sich um lithostratigrafische Einheiten, die hier dementsprechend als Glemmtal-, Hochhörndler- bzw. Wildseeloder-Komplex bezeichnet werden (Abb. 2). Die Hauptmerkmale der drei Komplexe sind im Folgenden kurz beschrieben (HEINISCH et al., 2015). Der **Wildseeloder-Komplex** wird von mittelordovizischem Metaignimbrit (Blasseneck-Porphyröid), oberdevonischen Siliziklastika und verschiedenen silurischen bis oberdevonischen Karbonatgesteinen aufgebaut. Der **Glemmtal-Komplex** umfasst größtenteils unterdevonischen bis unterkarbonen Tonstein, Siltstein, Sandstein und Konglomerat mit einem turbiditischen Ursprung (Jausern-, Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation) mit untergeordneten Einschaltungen von ordovizischen und devonischen Metabasiten. Lokal enthält der Glemmtal-Komplex auch Blasseneck-Porphyröid und Karbonatgesteine. Der **Hochhörndler-Komplex** besteht aus einer siliziklastischen Matrix (Schattberg- bzw. Löhnersbach-Formation) mit isolierten karbonatischen bzw. magmatischen Elementen aus dem Glemmtal- und Wildseeloder-Komplex. Jeder dieser Komplexe baut eine variszische tektonische Einheit auf, wobei der Hochhörndler-Komplex wahrscheinlich eine Abfolge mit Olistolithen und/oder eine tektonische Zone darstellt. Darüber folgt mit einer Diskordanz eine post-variszische permotriassische Bedeckung.

Die Deformation und Metamorphose in der Staufen-Höllengebirge-Decke wurden bisher wenig studiert. Verschuppungen an der Grenze zwischen den paläozoischen Komplexen und permotriassischen Formationen deuten auf alpidische Deformation hin. Vorkommen von Chloritoid im permischen Phyllit zeigen eine grünschieferfazielle Metamorphose an (SCHRAMM, 1980). Generell ist es im Detail schwierig, die Deformation und Metamorphose dem Variszischen oder Eoalpidischen Ereignis zuzuordnen.

## 6. Zuordnung der Decken zu den Deckensystemen nach SCHMID et al. (2004)

Im Zuge der Neukartierung des Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger konnte durch begleitende strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen die tektonische Gliederung innerhalb des Ostalpins verbessert werden. Dabei zeigte sich, dass die Deckengrenzen nicht unbedingt den Begrenzungen der klassischen geologischen Einheiten „Innsbruck Quarzphyllitzone“ und „Westliche Grauwackenzone“ folgen. Im Folgenden wird versucht, die einzelnen Decken den Deckensystemen des Ostalpins nach SCHMID et al. (2004) zuzuordnen.

HEINISCH et al. (2015) folgend, werden die **Uttendorf-Schuppenzone** und die **Staufen-Höllengebirge-Decke** dem **Tirolisch-Norischen Deckensystem** zugeordnet. Die tektonische Zuordnung der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ wird in der Literatur seit langem diskutiert (KOBEL, 1938; TOLLMANN, 1977; ROCKENSCHAUB et al., 2003; HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008; PESTAL et al., 2009; SCHMID et al., 2004, 2013). Nach den neuen Ergebnissen besteht sie aus der Königsleiten-, Wildkogel- und Windau-Decke, wobei letztere nicht nur Teile der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ (sensu TOLLMANN, 1977 oder PESTAL et al., 2009), sondern auch Anteile der „Westlichen Grauwackenzone“ umfasst.

Die Zuordnung der **Windau-Decke** zum **Tirolisch-Norischen Deckensystem** erfolgt nach Argumenten von HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008). Sie beruht darauf, dass der Orthogneis des Kellerjoch-Lithodems sowohl in der Löhnersbach-Formation, als auch im Kreuzjoch-Komplex auftritt und somit nicht als Deckenscheider zwischen der unterostalpinen „Innsbruck Quarzphyllitzone“ (sensu TOLLMANN, 1977) und der oberostalpinen „Grauwackenzone“ (sensu TOLLMANN, 1977) interpretiert werden kann. Die Erkenntnis, dass es sich bei den Gesteinen im „Windau-Halbfenster“ lediglich um eine etwas „höhergradige Grauwackenzone“ (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008) handelt, bedingt, dass die Windau-Decke auch Teil der „Westlichen Grauwackenzone“ und somit Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems ist. Die Windau-Decke ist damit eine tiefere Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems unter der Uttendorf-Schuppenzone und Staufen-Höllengebirge-Decke.

Wie in Kapitel 2 diskutiert, befand sich die **Wildkogel-Decke** ursprünglich im Liegenden der Windau-Decke und gelangte erst durch eine späte Verfallung in die heute hangende Position. Damit ist die Wildkogel-Decke höchstwahrscheinlich nicht dem Ötztal-Bundschuh- bzw. Drauzug-Gurktal-Deckensystem zuzuordnen, da letztere eine strukturell höhere Position als das Tirolisch-Norische Deckensystem einnehmen (SCHUSTER, 2015). Erwähnenswert sind jedoch Ähnlichkeiten des Trattenbach-Komplexes (ordovizischer Orthogneis, variszische und eoalpidische Metamorphose) zu Komplexen des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems und des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Die fehlende permische und schwache eoalpidische Überprägung des Trattenbach-Komplexes sprechen gegen eine Zuordnung der Wildkogel-Decke zum Koralpe-Wölz-Deckensystem und eine Zugehörigkeit zum Silvretta-Seckau-Deckensystem ist aufgrund der frühen alpidischen Metamorphosealter (>95 Ma) und des lithologischen Inhaltes (z.B. Marmore) unwahrscheinlich. Infolgedessen sollte auch die Wildkogel-Decke einen Teil des **Tirolisch-Norischen Deckensystems** darstellen.

Eine Zuordnung der **Königsleiten-Decke** ist aufgrund der unzureichenden Datenlage zurzeit nur schwer möglich. Da sie unter der Wildkogel-Decke liegt, könnte sie ein Element des Koralpe-Wölz-Deckensystems, des Silvretta-Seckau-Deckensystems oder des Radstadt-Deckensystems (Unterostalpin) sein. Wenn es sich bei der Phyllit-Quarzit-Wechselagerung um permische Metasedimente handelt, sollte die Königsleiten-Decke dem Silvretta-Seckau-Deckensystem oder dem Radstadt-Deckensystem zugerechnet werden. Einem möglichen permischen Sedimentationsalter wird derzeit mit U-Pb-Datierungen an detritären Zirkonen nachgegangen. Muskovit Ar-Ar-Datierungen sollten die Zeit der Hauptmetamorphose in der Königsleiten-Decke charakterisieren.

Dieses Modell ist eine Arbeitshypothese für alle Kartenblätter westlich von Neukirchen am Großvenediger bis Innsbruck. Es sollte aber unbedingt durch weitere Kartierungen, strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen überprüft werden.

## Literatur

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt, Wien.
- BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **29**, 3–59, Halle an der Saale.
- HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 254–257, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUET, B., HOLLINETZ, M., SCHANTL, P., SCHUSTER, R., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G. & Grasemann, B. (2017): Chloritoid-bearing phyllites of the Upper Austroalpine nappes: Are these rocks that low grade? – In: SARIC, K., PRELEVIC, D., SUDAR, M. & CVETKOVIĆ, V.: Emile Argand Conference: 13th Workshop on Alpine Geological Studies, 7-18/09/2017, Zlatibor Mts. (Serbia): Abstract Volume. 46, Belgrade.
- HUET, B., SCHNEIDER, D., GELINAS, B., SCHUSTER, R., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., ROCKENSCHAUB, M., HOLLINETZ, M. & KLÖTZLI, U. (2018): Pressure, temperature and time constraints for the Wildkogel Nappe (Steinkogelschiefer, Oberpinzgau, Salzburg, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO Austria 2018: Abstracts: 24–26/09/2018 Universität Wien, 63, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).
- MCARTHUR, J., HOWARTH, R. & BAILEY, T. (2001): Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. – Journal of Geology, **109**, 155–170, London.
- OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200 000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000, 148 Brenner, 175 Sterzing, 41–58, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – Swiss Journal of Geosciences (Eclogae Geologicae Helvetiae), **106/1**, 1–32, Basel.
- SCHRAMM, J. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, **164**, 1–28, Schweizerbart, Stuttgart.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **142**, 285–299, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TROPPEL, P., FINGER, F., KRENN, E., KLÖTZLI, U., PIBER, A. & GANGL, S. (2016): The Kellerjoch Gneiss (Tyrol, Eastern Alps): An Ordovician pluton with A-type affinity in the crystalline basement nappes north of the Tauern Window. – Austrian Journal of Earth Sciences, **109/2**, 178–188, Wien.