

Geologie der Magnesitlagerstätten im Raum Tavşanlı (Türkei)

Von Thomas UNTERWEISSACHER¹, Konstantin HORKEL¹, Heinrich MALI¹ & Fritz EBNER¹
Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Angenommen am 16. November 2009

Summary: Geological characteristics of the magnesite deposits of Tavşanlı (Turkey). – North of the city Tavşanlı (Kütahya, Turkey) deposits of cryptocrystalline magnesite were investigated. The geology of this area is characterised by the Anatolides in the south and the Pontides in the north. The Anatolides are a crustal fragment between the Neotethyan Izmir-Ankara-Erzincan Ocean in the north and the southern branch of the Neotethys in the south. The Pontides form an alpine-type fold and thrust belt. The host rock of the mineralization is a Triassic ophiolite body. Serpentinised peridotites with veins of microgabbro form the ophiolite. The mineralization is controlled by tectonic structures (Kraubath Type) or situated in lacustrine sedimentary basins (Bela Stena Type). Kraubath Type mineralizations occur as veins within dominant shear zones, within extensional domains related to shear zones or as network mineralizations with veinlets up to 10 cm in thickness. The veins are massive, brecciated or in form of cauliflower shaped mineralizations as well as bulbs in highly weathered serpentinite. Bela Stena Type mineralizations are limited to the close-up range of Miocene lakes. The magnesite of Tavşanlı shows very low values of SiO₂ (0.38 wt%), Fe₂O₃ (0.06 wt%), and CaO (0.93 wt%). The magnesia comes from the dissolution of serpentine, olivine and pyroxenes. The CO₂ is obtained by decarboxylation of organic rich metasediments. The necessary temperature (>100 °C) for decarboxylation is provided by middle-Miocene calcalkaline volcanism. The origin of the carbon can be traced back to organic rich metasediments because of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ values (-12.4 ± 0.9 ‰). The values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (23.3 ± 1.4 ‰) point to magnesite formation temperatures of -80 °C.

Zusammenfassung: Nördlich der Stadt Tavşanlı (Region Kütahya, Türkei) befinden sich Vorkommen sowie Lagerstätten kryptokristalliner Magnesite. Der geologische Rahmen wird durch die Anatoliden im Süden und die Pontiden im Norden aufgebaut. Die Anatoliden sind ein kontinentales Krustenfragment zwischen dem Neotethyschen Izmir-Ankara-Erzincan Ozean im Norden und dem Südrand der Neotethys im Süden. Die Pontiden bilden einen Falten- und Überschiebungsgürtel vom alpinen Typus. Das Umgebungsgestein für die Magnesitmineralisation bildet ein oberkretazischer Ophiolithkörper. Der Ophiolith besteht aus serpentinisiertem Peridotit mit unregelmässigen Gängen von Mikrognabbro. Die Magnesite sind an tektonische Strukturen innerhalb des Ophiolithes gebunden (Kraubath Typ) oder in lakustrine Sedimentbecken im Nahbereich ophiolitischer Gesteinskomplexe eingelagert (Bela Stena Typ). Mineralisationen vom Kraubath Typ sind an mächtige Scherzonen in Zusammenhang mit der Izmir-Ankara-Erzincan Suture gebunden. Sie treten in Form von Gängen (bis mehrere Meter mächtig) innerhalb der Scherzone bzw. an daran gebundene Dehnungsstrukturen und in Form von Netzwerken (<10 cm Gangmächtigkeit) auf. Die Mineralisationen sind massiv, brekziiert oder in kataklastischen Bereichen in Form blumenkohlartiger Aggregate ausgebildet. Mineralisationen vom Typus Bela Stena treten in Form von Lagen bzw. Krusten und Knollen mit blumenkohlartiger Oberfläche im Sediment bzw. in stark aufgewittertem Serpentin an der Basis miozäner Seen auf. Die Magnesite von Tavşanlı besitzen sehr geringe Gehalte an SiO₂ (0,38 Gew.-%), Fe₂O₃ (0,06 Gew.-%), und CaO (0,93 Gew.-%). Das für die Magnesitbildung nötige Magnesium wurde aus Serpentinmineralen, Olivin und Pyroxenen im Ophiolith, das Kohlendioxid durch eine Dekarboxylierungsreaktion von organischen Metasedimenten freigesetzt. Die für die Dekarboxylierung nötigen Temperaturen (>100 °C) werden durch den mittelmiozänen kalkalkalischen Vulkanismus geliefert. Die Herkunft des Kohlenstoffes kann durch die $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ -Fraktionierung ($-12,4 \pm 0,9$ ‰) erklärt werden. Aus den $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werten ($23,3 \pm 1,4$ ‰) sind Bildungstemperaturen des Magnesites von -80 °C abgeschätzt worden.

¹ Thomas UNTERWEISSACHER, Konstantin HORKEL, Heinrich MALI und Fritz EBNER, Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, Peter Tunner Strasse 5, A-8700 Leoben
E-Mail: thomas.unterweissacher@unileoben.ac.at

1. Einleitung

Die Ophiolithzonen der Tethys beherbergen in SE-Europa und dem Vorderen/Mittleren Osten zahlreiche Lagerstätten mit kryptokristallinem Magnesit. Diese Lagerstätten sind an ultrabasische Gesteine gebunden und durch tektonische Strukturen kontrolliert (Kraubath-Typ) oder in lakustrine Sedimentbecken im Nahbereich ophiolithischer Gesteinskomplexe (Bela Stena Typ) eingelagert (POHL 1990, EBNER & WILSON 2006). Im Jahr 2007 produzierte diese „Tethys Ophiolith Magnesit Provinz“ 2,7 Mio. t Magnesit – ca. 15 % der Weltproduktion (EBNER & WILSON 2006, HORKEL & al. 2009a). Aktive Bergbaue befinden sich in der Türkei, Griechenland, Iran, Pakistan und Bosnien-Herzegowina (WEBER & al. 2009).

In den Jahren 2006 und 2007 wurden im Auftrag der Firma STYROMAG Kartierungen in den magnesitführenden Gesteinseinheiten nördlich der Stadt Tavşanlı in der Westtürkei durchgeführt. Im Konzessionsgebiet der Firma CALMAG, einem Tochterunternehmen der steirischen STYROMAG, wurde ca. ein Drittel des 230 km² umfassenden Gebietes bearbeitet, um einen Überblick über alte Abbaustandorte, die tektonischen Strukturen und deren Zusammenhang hinsichtlich der Lagerstättenausdehnungen zu bekommen. Die Ergebnisse der Kartierungen wurden in einer Magisterarbeit an der Montanuniversität Leoben zusammengefasst (UNTERWEISSACHER 2008).

Zur Charakterisierung der Magnesitbildung aus fluiden Phasen werden auf internationale Standards bezogene stabile Isotopen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$) verwendet. Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte indizieren für den Kraubath Typ Bildungstemperaturen von 40–80 °C und niedrigere Temperaturen für den Bela Stena Typ. Für diverse Clusterbildungen stellt sich die Frage, ob diese $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte primärer Natur sind. Die breite Verteilung von $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ spricht für unterschiedliche C-Quellen, die Ziel weiterer Untersuchungen sein werden.

Die Firma CALMAG erzeugte Rohmagnesit und kaustisch gebrannten Magnesit. Nach einer optischen Sortierung des Rohmagnesites im Bergbaubereich erfolgte der Transport in das Werk bei Tavşanlı, wo mittels Magnetscheidung noch vorhandene Serpentinikomponenten aus dem Stückgut entfernt wurden. Das Stückgut wurde schließlich bei 790 °C im Schachtofen gebrannt, um den Magnesit (MgCO_3) unter Abgabe von Kohlendioxid (CO_2) in Magnesiumoxid (MgO) umzuwandeln. Anwendungsgebiete des gebrannten Magnesites von Tavşanlı finden sich in der Schleifsteinerzeugung, bei der Herstellung von Industriefußböden sowie in der Zellstoffindustrie. Seit Anfang 2008 werden der Bergbau und die Anlagen bei Tavşanlı von der BOMEX Holding betrieben.

2. Geologischer Rahmen

Der Raum Tavşanlı wird von zwei großtektonischen Einheiten aufgebaut (Abb. 1) – den Anatoliden im Süden und den Pontiden im Norden (KETIN 1966). Die Grenze beider Einheiten bildet die Izmir-Ankara-Erzincan Suture. Die Anatoliden stellen ein kontinentales Krustenelement zwischen dem Neotethyschen Izmir-Ankara-Erzincan Ozean im Norden und dem Südarml der Neotethys im Süden dar (GÖNCÜOĞLU 1997). Eine aktuelle Terranegliederung der Türkei ist bei MOIX & al. 2008 gegeben. Die Schichtfolge der Anatoliden (Afyon-Zone) (Abb. 2) beginnt mit einem präkambrischen Basement (Glimmerschiefer mit Quarzithorizonten, Metagraniten und Metagabbros). Darüber liegt diskordant eine Abfolge von Metasedimenten und Metakarbonaten (v.a. dickgebantke, mesozoische Marmore). Hangend folgt die oberkretazisch aufgeschobene Tavşanlı-Zone (CANDAN 2005).

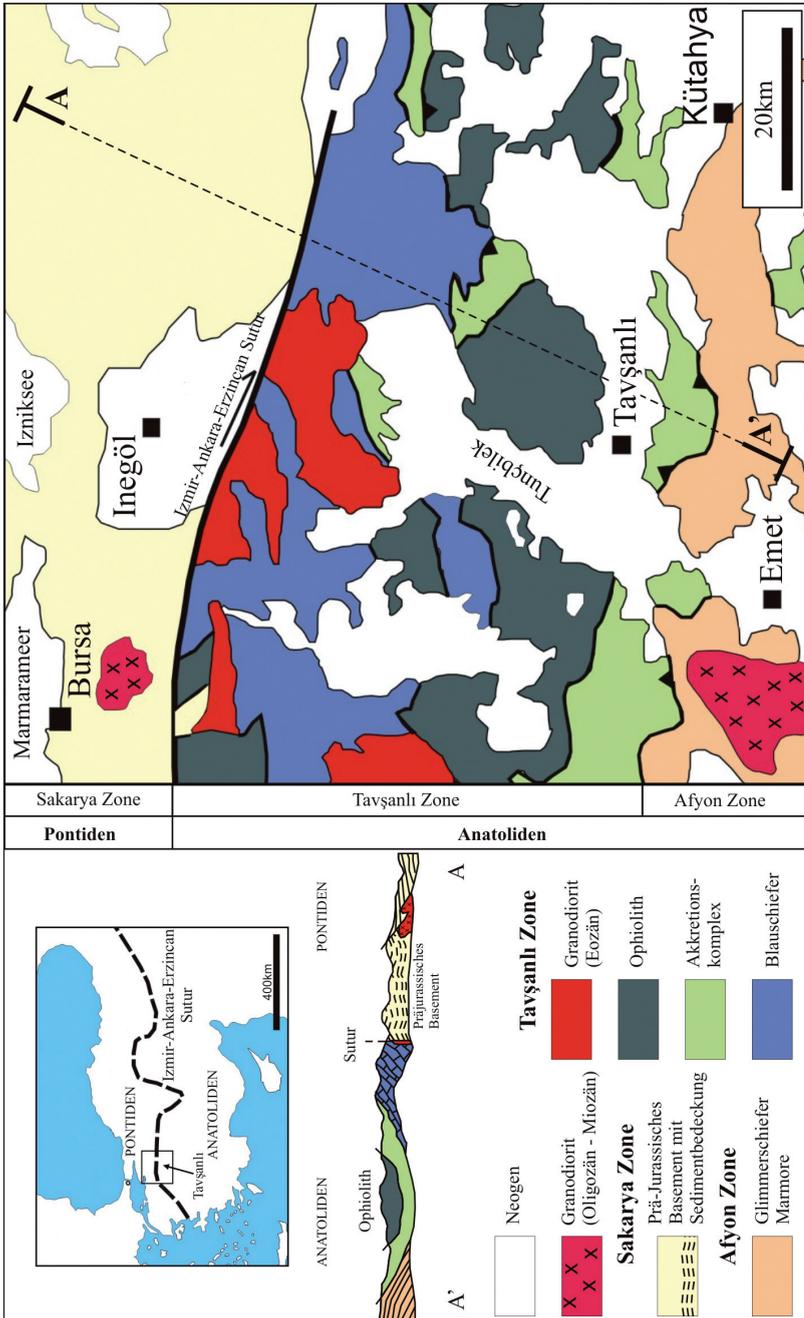


Abb. 1: Geologische Karte des Gebietes um Tavşanlı. Das Arbeitsgebiet liegt im Ophiolithkörper nördlich der Stadt Tavşanlı. Karte umgezeichnet nach OKAY & al. (2001). Profile verkürzt und stark idealisiert nach OKAY (1984).
 Geological map of the area around Tavşanlı. The study area is located north of the city Tavşanlı. Map redrawn after OKAY & al. (2001). Profile shortened and idealized after OKAY (1984).

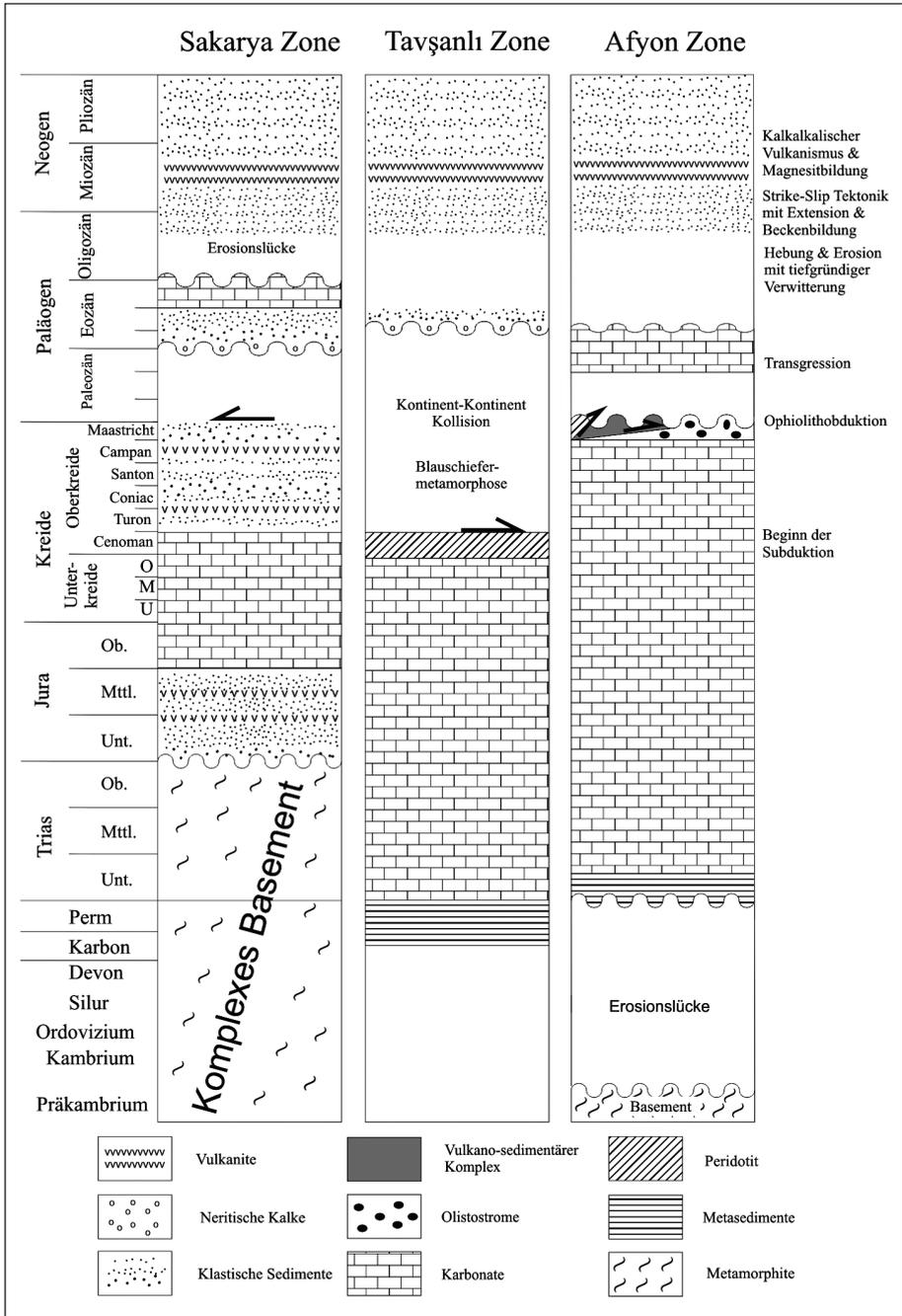


Abb. 2: Vereinfachte stratigraphische Abfolge und wichtige tektonische Events im Bereich Tavşanlı. Umgezeichnet nach OKAY & al. (1998) mit Daten von OKAY & al. (2001), CANDAN & al. (2005), OKAY (2008) und OKAY & SATIR (2006).
Simplified stratigraphical sequence and important tectonic events of the area around Tavşanlı. Redrawn after OKAY & al. (1998) with data of OKAY & al. (2001), CANDAN & al. (2005), OKAY (2008) and OKAY & SATIR (2006).

Die Tavşanlı-Zone bildet einen Blauschiefergürtel direkt südlich der Izmir-Ankara-Erzincan Sutur. Sie besteht vom Liegenden ins Hangende aus vermutlich paläozoischen Metapeliten sowie aus mesozoischen Marmoren, Metabasiten und Kieselschiefern (Abb. 2).

Darüber folgt der aufgeschobene Akkretionskomplex (Metabasalte, Kieselschiefer, Schiefer) mit triassischem bis kretazischem Alter und der darübergeschobene magnesitführende Peridotit mesozoischen Alters (OKAY & SATIR 2006). Die Tavşanlı-Zone stellt den nordwärts subduzierten passiven Kontinentalrand der Anatolischen Plattform dar und ist durch blauschieferfaziellen Metamorphosegrad gekennzeichnet (OKAY & al. 1998, SHERLOCK & al. 1999). Der im Zuge der Subduktion entstandene vulkanosedimentäre Komplex umfasst Gesteine mit einem Alter von der Obertrias bis in die Unterkreide, was der Lebensdauer des Izmir-Ankara-Erzincan Ozeans entspricht (OKAY 2001). Im Eozän intrudierten Granodiorite die Blauschieferabfolge der Tavşanlı-Zone (OKAY & al. 1998).

Nördlich der Izmir-Ankara-Erzincan Sutur schließen die Pontiden mit dem Sakarya Terrane an, dessen sedimentäre Abfolge mit unterjurassischen Sandsteinen beginnt, welche auf einem komplexen kristallinen, unterschiedlich metamorphen Basement auflagen (Abb. 2) (OKAY & al. 2008).

Ende des Oligozäns war der Großteil der heutigen Türkei zu einer einzigen Landmasse vereint. Im Miozän begann eine Periode, die durch kontinentale Sedimentation und weit verbreiteten kalkalkalischen Vulkanismus geprägt war. Das tektonische Regime war durch Seitenverschiebungen mit daran gebundener Extension dominiert, welche entlang von 3 Hauptrichtungen (NW-SE, N-S, NE-SW) erfolgte (OKAY 2008, YAĞMURLU & al. 2004).

Aufgrund dieser Tektonik war während des Miozäns der Großteil Westanatoliens von großen Seen, welche von ausgedehnten Sumpfgebieten umgeben waren, geprägt. Die Öffnung dieser Seebecken erfolgte entlang großer, flacher Abschiebungsstrukturen. Diese Sedimentbecken wurden mit einer Abfolge von Sandsteinen, Tonschiefern, Kalken, Tuffen, Basalten und Andesiten aufgefüllt (OKAY 2008).

3. Petrographie und Erscheinungsform der Magnesite und ihrer Wirtsgesteine

3.1 Ophiolith

Die bearbeiteten Magnesitmineralisationen liegen im tektonisch hangendsten Teil der Tavşanlı-Zone, einem stark serpentinierten Peridotit. Untergeordnet treten noch Mikrogabbros in Form von unregelmäßigen Gängen auf.

Der Mineralbestand der Serpentinite besteht hauptsächlich aus Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen. Untergeordnet treten Chalcedon, Chromit, Picotit, Limonit-Goethit, Hämatit, Ilmenit und Titanit auf. Der Olivin ist randlich stark serpentiniert und dadurch nur untergeordnet erkennbar. Die fortschreitende Zersetzung der einzelnen Kristalle führt zur Bildung eines charakteristischen maschenartigen Gefüges (Abb. 3d). Aufgrund der höheren Beständigkeit der Orthopyroxene unter niedriggradiger Metamorphose treten Pseudomorphosen von Serpentinmineralen nach Orthopyroxen nur entlang von Spaltrissen auf.

Die Spaltbarkeit des neu entstandenen Minerals ist parallel zur Spaltbarkeit des primären Orthopyroxenes. Aufgrund der relikartigen Erhaltung der Klinopyroxene ist eine Unterscheidung von Orthopyroxen im Mikroskop nur schwer möglich. SiO₂ tritt in den Serpentiniten in Form von Kluffüllungen aus Chalcedon im Nahbereich von Störungen auf. Diese gefüllten Klüfte bilden vorwiegend ein Ädernetzwerk unter 1 cm Mächtigkeit

im Serpentin bzw. im Magnesit. Im Störungsbereich kommt es jedoch teilweise zur Ausbildung von verkieselten Harnischflächen (bis 5 cm Mächtigkeit) im direkten Kontakt zu Magnesitgängen.

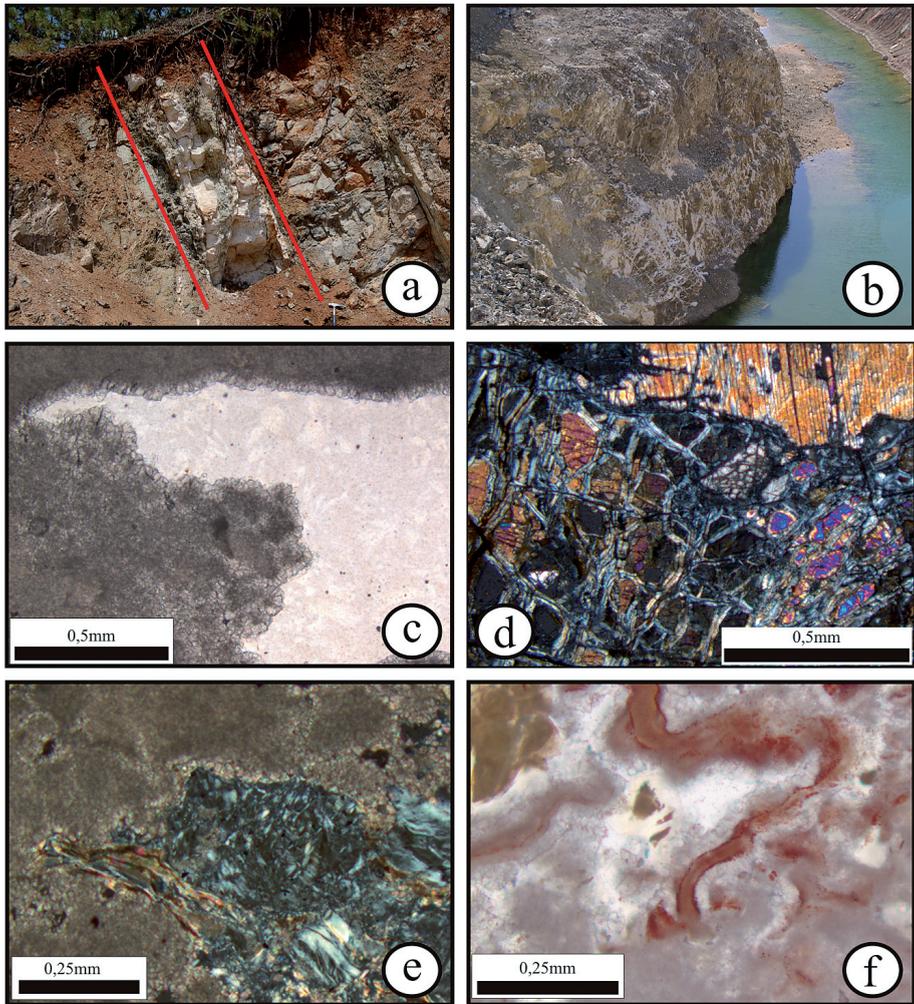


Abb. 3: Strukturgebundene Mineralisationen: (a) Gangförmiger Magnesit (~60 cm) mit Störungsflächen (rot) bei Henry. (b) Netzwerkartige Magnesitmineralisation (Mächtigkeiten einzelner Gänge im dm Bereich) im Hangenden eines ausgezerrten Magnesitganges bei Sakislik. Liegende Harnischfläche der Störung rechts im Bild (~200 m streichende Erstreckung). (c) Dichtes Magnesitgefüge mit chaledongefüllter Zwickelpore (hellgrau). (d) Maschenartiges Gefüge durch relikartig erhaltene Olivine (violett) und Klinopyroxen (orange) im Serpentin (gekreuzte Polarisatoren). (e) Mit Serpentin gefüllte Zwickelpore im Magnesit (gekreuzte Polarisatoren). (f) Magnesit mit schlierenförmig verteiltem Hämatit.

Structural bound mineralizations: (a) vein magnesite (~60 cm) with fault planes (red) at Henry. (b) Network mineralization (Thickness of discrete veins in the range of dm) in the hangingwall of a exhausted vein at Sakislik. Footwall slickenside on the right side of the picture (~200 m striking). (c) Dense microstructure of magnesite with fillings of chalcocite (light grey). (d) Microstructure with meshwork texture due to relics of olivine (violet) and clinopyroxene (orange) in serpentine (crossed polars). (e) Serpentine filled interstices in magnesite (crossed polars). (f) Magnesite with streaks of disseminated hematite.

3.2 Magnesit

3.2.1 Erscheinungsform strukturegebundener Mineralisationen (Typus Kraubath)

Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath (vgl. POHL 1990) im Raum Tavşanlı sind als Gänge und netzwerkartige Kluffüllungen innerhalb des Peridotites ausgebildet. Größere Gänge (Mächtigkeiten bis mehrere Meter) sind klar durch tektonische Strukturen kontrolliert, wobei die Störungsfläche im Liegenden meist scharf, in Form einer Har-nischfläche ausgebildet ist (Abb. 5e). Netzwerkartige Mineralisationen treten in der Regel als Kluffüllungen (<10 cm Mächtigkeit) auf.

Wesentlich für die Bildung derartiger Mineralisationen ist das Vorhandensein mächtiger Scherzonen. Für die Vorkommen nördlich von Tavşanlı ist die Nähe zur dextralen, E-W orientierten Izmir-Ankara-Erzincan Sutur (Abb. 1) ausschlaggebend.

Strukturegebundene Mineralisationen bilden dichte, kryptokristalline Magnesite, Magnesitbrekzien mit Magnesitmatrix oder Magnesit-Serpentinitbrekzien mit Magnesitmatrix (Abb. 5e). Makroskopisch präsentiert sich der Magnesit in weißen, grünlichen und rosaroten Farbtönen. Weiße Magnesite (Abb. 3a, 3c) besitzen geringe Gehalte an SiO_2 , Fe_2O_3 und CaO. Die grünliche Farbe ist auf eingeschlossene Serpentinminerale (Abb. 3e) zurückzuführen und der rosarote Magnesit (Abb. 3f) ist durch dispers verteilten Hämatit

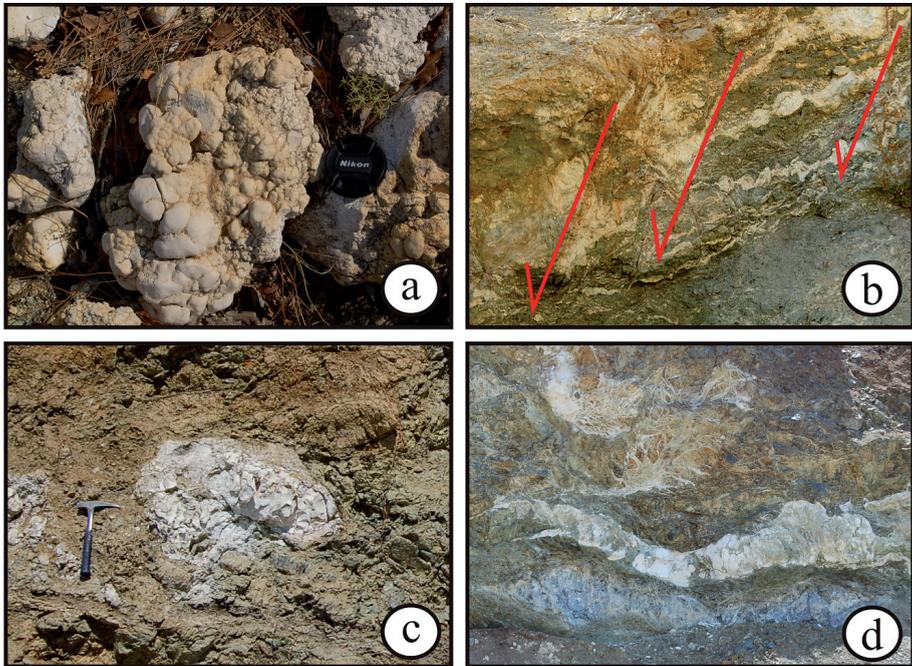


Abb. 4: Sedimentgebundene Mineralisationen: (a) Blumenkohlartiger Magnesit bei Adatepe. (b) „Soft“-deformierte und staffelförmig abgeschobene, lagige Magnesitmineralisation (~30 cm mächtig) im tiefergründig aufgewittertem Serpentinitt an der Basis eines lakustrinen Sedimentbeckens (Adatepe). (c) Knollenförmiger Magnesit im aufgewitterten Serpentinitt (Durchmesser ~50 cm) bei Yol Ayrisi. (d) Lagenförmiger Magnesit mit blumenkohlartiger Oberflächenstruktur im aufgewitterten Serpentinitt (Mächtigkeit ~30 cm) bei Yol Ayrisi.

Sedimentary bound mineralizations: (a) Cauliflower shaped magnesite at Adatepe. (b) „Soft“-deformed layered magnesite (~30 cm thickness) with small normal faults in deeply weathered serpentinite at the basis of a lacustrine sedimentary basin (Adatepe). (c) Nodular magnesite in weathered serpentinite (~50 cm diameter) at Yol Ayrisi. (d) Layered magnesite (~30 cm thickness) with cauliflower surface in weathered serpentinite at Yol Ayrisi.

gefärbt. Der dichte Magnesit bildet sowohl makro- als auch mikroskopisch erkennbare traubig-nierige Aggregate aus. Die Zwickelporen dieser Aggregate sind entweder mit Chaledon oder Serpentinmineralen (Abb. 3c, 3e) gefüllt bzw. als Hohlraum vorhanden. Im zentralen Bereich von Störungen in den Ultramafiten treten Störungsbrekzien auf. Die Größe der Komponenten in solchen Störungsbrekzien erreicht mehrere Zentimeter. Die Einlagerung von Magnesitkomponenten in eine Magnesitmatrix spricht dafür, dass der Magnesit in mehreren Phasen und zum Teil syntektonisch gebildet wurde. Magnesitführende Störungssysteme sind im Gelände teilweise über mehrere Kilometer verfolgbar und gut kartierbar.

3.2.2 Beobachtungen an sedimentgebunden Mineralisationen (Typus Bela Stena)

Im Gebiet von Adatepe am westlichen Rand des Ophiolithkörpers nahe des Neogenbeckens von Tunçbilek wurde ein lagenförmiges Vorkommen von Magnesit (bis ~30 cm Mächtigkeit). Umgebungsgestein sind tektonisch entfestigte, tiefgründig aufgewitterte Serpentine (Abb. 4a). Diese Lagen besitzen eine blumenkohlartige Oberfläche, sind plastisch deformiert und staffelförmig im dm-Bereich in Richtung W abgeschoben (Abb. 4b) Auffallend ist das Auftreten von gerundeten Neogensedimenten im Hangenden der Mineralisation.

Bei Yol Ayrısı treten Magnesitknollen bis 75 cm Durchmesser (Abb. 4c) und lagenförmige Magnesite (bis ~50 cm Mächtigkeit) mit blumenkohlartiger Oberfläche auf (Abb. 4d). Sie besitzen ein dichtes Gefüge ähnlich der gangförmigen Mineralisationen von Typ Kraubath.

3.3 Geochemie

Kryptokristalliner Magnesit besitzt im Vergleich zum Spatmagnesit niedrigere $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ (–18 bis –6 ‰) und konstantere $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte (+22 bis +29 ‰) (KRALIK & al. 1989). Weiters sind kryptokristalline Magnesite des Kraubath Typs und des Bela Stena Typs isotopisch deutlich unterscheidbar. Der Bela Stena Typ ist dabei durch höhere $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ -Werte (–1 bis +4 ‰) charakterisiert (JURKOVIĆ & PAMIĆ 2003). Die $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte überlappen, wobei jedoch der Kraubath Typ tendenziell niedrigere Werte (+22 bis +29 ‰) als der Bela Stena Typ zeigt (+26 bis +36 ‰) (HÖRKE & al. 2009b, JURKOVIĆ & PAMIĆ 2003, KRALIK & al. 1989).

Zur Klärung einer teufenabhängigen $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Isotopie wurden in der Magnesitprovinz Tavşanlı 2 Gänge beprobt. Die erste Probenreihe stammt aus Çüneyt (GÜN) mit 8 Proben, die zweite aus Sakislik (SI) mit 6 Proben. Die geochemische Analyse beschränkt sich auf betriebsrelevante Elemente (Tab. 1).

Die Analysen weisen das Untersuchungsmaterial als sehr reinen Magnesit aus. Die Werte qualitätsmindernder Oxide, wie Fe_2O_3 ($0,06 \pm 0,03$ Gew.-%), SiO_2 ($0,38 \pm 0,4$ Gew.-%) befinden sich an der Nachweisgrenze, wobei der SiO_2 -Wert sich häufig darunter befindet. Die erhöhten Werte sind vermutlich auf Füllungen von Silikaten in den Zwickelporen des Magnesits zurückzuführen. Auch der CaO-Wert ($0,93 \pm 0,14$ Gew.-%) ist gering, was für den kryptokristallinen Magnesit typisch ist.

4. Entstehung des kryptokristallinen Magnesits im Raum Tavşanlı

Die Bildung der gangförmigen Lagerstätten erfolgt in mehreren Phasen, die alle im Zusammenhang mit miozänen Scherzonen stehen. Im Bereich Tavşanlı ist die Nähe zur dextralen, E-W orientierten Izmir-Ankara Erzincan Suture ausschlaggebend. Durch die tektonische Beanspruchung kommt es zur Ausbildung rhombischer Scherkörper innerhalb der Störungszone. In Abb. 5a–5c sind die Phasen der Rhombenbildung dargestellt.

Tab. 1: Analyse der betriebsrelevanten Elemente [Gew.-%] sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte [‰] an Magnesiten der Gangsysteme Çüneyt (GÜN) und Sakislik (SI).
 Analytical results of relevant elements [wt%] and $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ - und $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -values [‰] of magnesite of the Çüneyt (GÜN) and Sakislik (SI) vein systems.

Nr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$
GÜN 1	0,67	0,05	0,23	-	46,08	0,85	<0,01	-11,5	22,92
GÜN 2	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	46,16	0,88	0,01	-12,0	23,28
GÜN 3	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	46,21	0,89	0,01	-11,9	23,78
GÜN 5	0,02	<0,01	0,04	<0,01	46,03	1,35	0,03	-12,7	22,99
GÜN 6	1,07	<0,01	0,03	0,07	46,10	0,65	<0,01	-11,1	21,71
GÜN 7	0,06	<0,01	0,06	<0,01	46,23	1,03	<0,01	-12,5	23,30
GÜN 8	<0,01	<0,01	0,03	0,01	46,24	1,07	<0,01	-11,1	22,43
GÜN 9	0,80	0,01	0,05	0,56	46,18	0,74	<0,01	-10,9	22,62
SI 1	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	47,48	1,02	<0,01	-12,3	23,73
SI 2	0,02	<0,01	0,05	0,02	46,18	1,11	<0,01	-12,0	24,25
SI 3	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	46,36	0,84	<0,01	-12,1	23,54
SI 4	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	46,20	0,96	0,01	-11,0	24,51
SI 5	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	46,47	0,75	<0,01	-11,7	24,04
SI 6	0,01	<0,01	0,06	0,01	47,38	0,84	0,03	-11,5	23,91

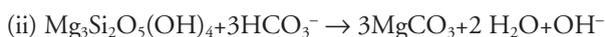
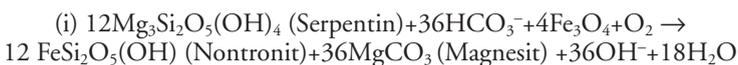
Als erstes kommt es zur Anlage von Riedelscherflächen (Phase 1), anschließend bilden sich Antiriedelflächen (Phase 2). Das Resultat ist eine Aufweitung der Hauptscherfläche mit einer internen Zerschörung entlang von Riedel- bzw. P-Flächen. Im Kartenbild zeigen die Seitenverschiebungen ein geflochtenes Muster von gleichzeitig anastomosierenden Störungen. Linsenförmige mineralisierte Bereiche wechseln sich mit nicht mineralisierten Bereichen ab, was auf extensive und einengende Krümmungen der Störungen längs der Seitenverschiebung zurückzuführen ist.

Im Zuge der weiteren tektonischen Beanspruchung durch die Seitenverschiebung kommt es zur Ausbildung von weiteren syn- bzw. antithetischen Zweigstörungen. Bei antithetischen Zweigstörungen bilden sich durch Blockrotationen Dilatationszonen, welche besonders geeignete Bereiche für die Bildung von Magnesit darstellen (Abb. 5d). Innerhalb dieser Dilatationszonen bilden sich Brekzien.

Im oberflächennahen Bereich einer Seitenverschiebung kommt es zu einer stärkeren Klüftung des Gebirges als in Bereichen größerer Teufe. Dieses oberflächennahe Klüftnetzwerk zeichnet sich durch das Vorhandensein einer geringmächtigen Mineralisation aus, welche in der Regel an mehr als 3 verschiedene Klüftscharen gebunden ist (Abb. 3b).

Die Ausbildung des für die Magnesitmineralisation verantwortlichen Extensionsregimes im Verlauf von Scherzonen erfolgt im unteren Miozän. Beweis für den Einbruch von Sedimentationsbecken ist das Einsetzen einer Molassebildung, die im Liegenden des kohleführenden Beckens von Tunçbilek zu finden ist (KETIN 1983, TOPRAK 2009).

Die Quelle des Magnesiums stellen magnesiumreiche Minerale dar (vgl. ABU-JABER & KIMBERLEY 1992, POHL 1990). Innerhalb des Ophiolithkörpers nördlich von Tavşanlı sind das Serpentinminerale, Olivin und Pyroxene. Es gibt zwei generelle Reaktionen welche durch Alteration des Serpentinits das Magnesium freisetzen und in weiterer Folge Magnesit bilden (ABU-JABER & KIMBERLEY 1992; ECE & al. 1005):



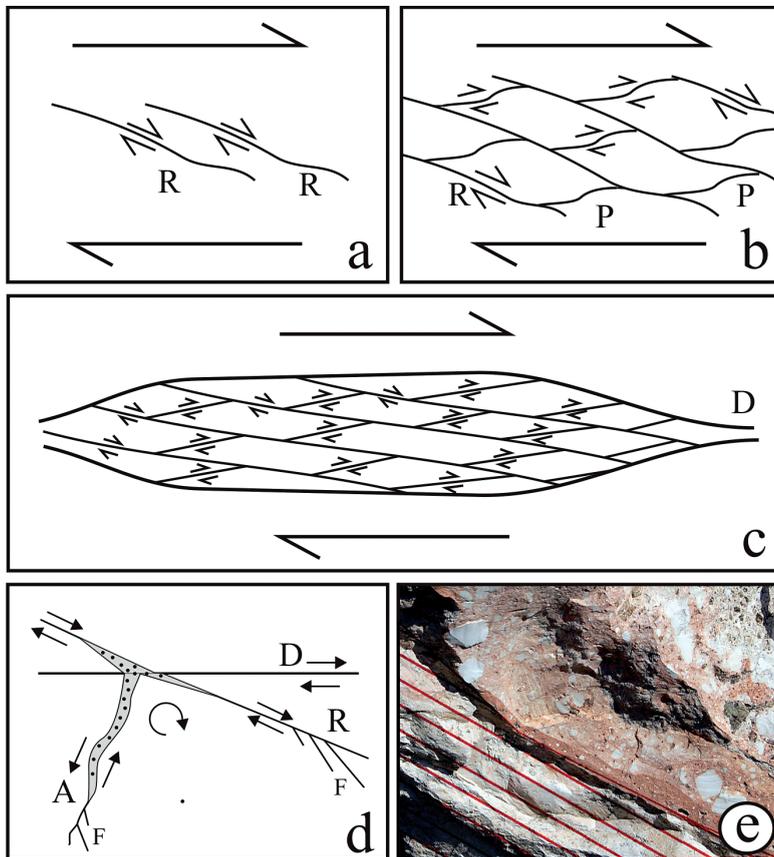


Abb. 5: Strukturgebundene Magnesitmineralisationen: (a) Phase 1: Ausbildung von Riedelscherflächen (R). (b) Phase 2: Ausbildung von synthetischen Zweigstörungen (P). (c) Phase 3: Aufweitung der Hauptscherfläche (D) mit einer internen Zerschering entlang von R- und P-Flächen. (d) Ausbildung von syn- (R) und antithetischen Zweigstörungen (A) mit magnesitführenden Dilatationszonen (grau punktiert) sowie Fiederbrüchen (F) verändert nach EISBACHER (1996). (e) Störungsbrechie mit Magnesit- (weiß) und Serpentinittkomponenten (dunkel) Die Harnischfläche ist schraffiert dargestellt (Bildbreite ~30 cm).

Structural bound mineralizations (a) Phase 1: Formation of Riedel shear planes (R). (b) Phase 2: Formation of synthetic faults (P). (c) Phase 3: Enlargement of the main shear plane (D) with internal shear along R- and P-planes. (d) Formation of syn- (R) and antithetic shears (A) with magnesite bearing dilatation zones (grey dotted) and horsetail splay (F) redrawn after EISBACHER (1996). (e) Fault breccia with magnesite- (white) and serpentinite-components (dark). The slickenside is hatched (picture width ~30 cm).

Im Gegensatz zur Herkunft des Mg^{2+} ist die Quelle des CO_2 unklar. Zwei unterschiedliche Quellen für das CO_2 sind denkbar. Das CO_2 kann entweder durch Dekarboxylierung ($>100\text{ }^\circ C$) von kohlenstoffhaltigen Schichten in der Tiefe freigesetzt werden oder ist durch kalkalkalischen Vulkanismus bedingt (ABU-JABER & KIMBERLEY 1992, ECE & al. 2005). Bei der Mineralisation von Tavşanlı sind beide Möglichkeiten denkbar, da sowohl im Liegenden der Mineralisation Karbonate und organisch reiche Metasedimente als auch mittelmiozäne kalkalkalische Vulkanite vorhanden sind (Abb. 2).

$\delta^{13}C_{VPDB}$ und $\delta^{18}O_{VSMOW}$ -Werte ermöglichen Aussagen über die Genese des kryptokristallinen Magnesits. Aus der Sauerstoffsotopie errechnen sich Bildungstemperaturen zwischen $40\text{--}100\text{ }^\circ C$ für den Kraubath Typ und $\sim 15\text{ }^\circ C$ für den Bela Stena Typ (KRALIK

& al. 1989; ZEDEF & al. 2000; ECE & al. 2005). Darüber hinaus gibt die Kohlenstoffisotopie Einblick in die Herkunft des Kohlenstoffes, der zur Magnesitbildung herangezogen wurde. Entweder handelt es sich um atmosphärisches CO₂, oder um solches, das durch Dekarboxylierung aus tief liegenden, C-reichen Sedimenten entstanden ist (ZEDEF & al. 2000). Atmosphärisches CO₂ spielt bei Mineralisationen des Kraubath Typs vermutlich keine große Rolle, kann aber bei Magnesiten vom Bela Stena Typ durchaus von Bedeutung sein (vgl. BRAITHWAITE & ZEDEF 1996).

Die Isotopie der Magnesitprovinz Tavşanlı zeigt einige Besonderheiten im Vergleich zu anderen Provinzen in der Türkei. Auffallend sind dabei die $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte ($23,3 \pm 1,4$ ‰), die um -3 ‰ niedriger sind, als zum Beispiel der durchschnittliche Wert für Lagerstätten im benachbarten Raum Eskişehir ($26,3 \pm 0,6$ ‰). Tatsächlich sind die $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ -Werte von Tavşanlı die niedrigsten einer umfangreichen, überregionalen Messreihe (HORKEL & al. 2009b).

Der Sauerstoffisotopenfraktionierungsfaktor (α) zwischen Wasser ($\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$) und Mineral ($\delta^{18}\text{O}_{\text{m}}$) lässt sich als Funktion der Temperatur (°K) darstellen:

$$(i) 10^3 \ln \alpha - \delta^{18}\text{O}_{\text{m}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} = 3,13 \times 10^6 / T^2 - 3,02 \text{ (SPÖTL \& BURNS 1994)}$$

$$(ii) 10^3 \ln \alpha - \delta^{18}\text{O}_{\text{m}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} = -4,07 \times 10^6 / T^2 + 4,64 \times 10^3 / T + 1,72 \text{ (ZHENG 1999)}$$

Beide Methoden liefern vergleichbare Ergebnisse für die Entstehungstemperatur des Magnesites. Es entsteht aber die Problematik, dass für die Berechnung der Temperatur die Sauerstofffraktionierung des Fluids bekannt sein muß. Für die Berechnung wurde eine Fraktionierung des Fluids ($\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$) von $+2,0$ ‰ angenommen, wie sie bei ZEDEF & al. 2000 am Wasser des Saldasees gemessen wurde. Im Bereich des Saldasees bilden sich rezent Stromatolithen aus Hydromagnesit (BRAITHWAITE & ZEDEF 1996). Vergleichbare Bedingungen herrschten vermutlich auch während des Miozäns in den Seen im Raum Tavşanlı. Dies deutet für die Magnesitprovinz Tavşanlı auf wärmere Bildungsbedingungen (-80 ± 5 °C), als in benachbarten Gebieten im Raum Eskişehir (-60 ± 5 °C).

Von ECE & al. 2005 wird ein Modell diskutiert, bei dem meteorische Wässer entlang der Deckengrenze zwischen dem Serpentinikörper und den unterlagernden Marmoren zirkulieren. Dort werden die Fluide mit CO₂ angereichert und migrieren, aufgeheizt durch Vulkanismus, in den überlagernden Serpentin. Der Magnesit fällt knapp unterhalb der Oberfläche aus. Dieses Modell erscheint für die Magnesite von Tavşanlı plausibel zu sein, da die negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ -Fraktionierung ($-12,4 \pm 0,9$ ‰) der Proben darauf hindeutet, dass das CO₂ aus den C-reichen Metasedimenten (Abb. 2) stammt.

Dank

Die Autoren bedanken sich bei C. SPÖTL von der Universität Innsbruck für die Untersuchung der Isotopenproben und bei M. DIETZEL für die konstruktive und anregende Begutachtung des Manuskripts. Die Finanzierung der Isotopenanalytik wurde durch das Projekt „Isotopie kryptokristalliner Magnesite“ der Kommission für Grundlagen der Mineralrohstoffforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften ermöglicht. Die Geländearbeiten wurden von der Firma STYROMAG großzügig unterstützt.

Literatur

- ABU-JABER N. & KIMBERLEY M. 1992: Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. – *Ore Geology Reviews* 7: 155–191.
- BRAITHWAITE C. & ZEDEF V. 1996: Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Gölü, Turkey. – *Journal of Sedimentary Research* 66(5): 991–1002.
- CANDAN O., ÇETINKAPLAN M., OBERHÄNSLI R., RIMMELE G. & AKAL C. 2005: Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon-Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. – *Lithos* 84: 102–124.

- EBNER F. & WILSON I. 2006: Magnesit – globales Potenzial und geologische Lagerstättencharakteristik. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte 151: 164–174.
- ECE Ö., MATSUBAYA O. & ÇOBAN F. 2005: Genesis of hydrothermal stockwork-type magnesite deposits associated with ophiolite complexes in the Kütahya-Eskişehir region, Turkey. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 181/2: 191–205.
- EISBACHER G. H. 1996: Einführung in die Tektonik. 2. Auflage. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- FALLICK A. E., ILICH M. & RUSSEL M. J. 1991: A Stable Isotope Study of the Magnesite Deposits Associated with the Alpine-Type Ultramafic Rocks of Yugoslavia. – Economic Geology 86: 847–861.
- GÖNCÜOĞLU M. C., DIRİK K. & KOZLU H. 1997: Pre-alpine and alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the Terrane map of Turkey. – IGCP Project No. 276, Annales Géologiques des Pays Helléniques 37.
- HORKEL K., UNTERWEISSACHER T., MALI H. & EBNER F. 2009a: Magnesitlagerstätten in ultrabasischen Gesteinszonen. – WerWasWo.Forschung@MUL Posterpräsentation, Montanuniversität Leoben.
- HORKEL K., EBNER F., MALI H., UNTERWEISSACHER T. & SPÖTL C. 2009b: $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ -Isotopy of cryptocrystalline magnesite in Anatolia (Turkey) and Kraubath (Austria). – 9th Austrian Stable Isotope User Group Meeting, Innsbruck.
- JURKOVIĆ I. & PAMIĆ J. 2003: Carbon and oxygen composition of the Dinaridic ophiolite related magnesites. – In: ELIOPOULOS D. G. & al. (eds.) Mineral Exploration and Sustainable Development vol. 2: 883–886.
- KETIN İ. 1966: Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). – Maden Tetkik ve Arama Bulletin 66: 23–34.
- KRALIK M., AHARON P., SCHROLL E. & ZACHMANN D. 1989: Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. – In: MÖLLER P. (ed.) Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. – Monograph Series on Mineral Deposits 28: 197–223.
- MOIX P., BECCALETTO L., KOZUR H. W., HOCHARD C., ROSSELET F. & STAMPELI G. M. 2008: A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. – Tectonophysics 451: 7–39.
- OKAY A. I. 1984: Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists. – Geological Society London, Special Publications 17: 455–466.
- OKAY A. I. 2001: Geological map of the Tavşanlı-Zone. – URL: http://atlas.cc.itu.edu.tr/~okay/diagrams_%20maps/MapTavsanlıZone.jpg (Stand 19.10.2009)
- OKAY A. I. 2008: Geology of Turkey: A Synopsis. – Der Anschnitt 21: 19–42.
- OKAY A. I., HARRIS N., & KELLEY S. E. 1998: Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. – Tectonophysics 285: 275–299.
- OKAY A. I. & SATIR M. 2006: Geochronology of Eocene plutonism and metamorphism in northwest Turkey: evidence for a possible magmatic arc. – Geodinamica Acta 19: 251–266.
- OKAY A. I., TANSEL I. & TÜYSÜZ O. 2001: Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous – Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. – Geological Magazine 138: 117–142.
- OKAY A. I., BOZKURT E., MUHARREM S., YİĞİTBAŞ E., CROWLEY Q. G. & SHANG C. K. 2008: Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. – Tectonophysics 461: 252–264.
- POHL W. 1990: Genesis of magnesite deposits – model and trends. – Geologische Rundschau 79: 291–299.
- SHERLOCK S., KELLEY S. P., INGER S., HARRIS N. & OKAY A. I. 1999: ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı-Zone, NW Turkey. – Contributions to Mineralogy and Petrology 137: 46–58.
- SHETTEL D. 1973: Solubility of quartz in H_2O - CO_2 fluids at 5kbar and 500–900 °C. – EOS Transaction American Geophysical Union 54/4: 480–481.
- SPÖTL C. & BURNS S. J. 1994: Magnesite diagenesis in redbeds – a case study from the Permian of the northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). – Sedimentology 41: 543–565.
- TOPRAK S. 2009: Petrographic properties of major coal seams in Turkey and their formation. – International Journal of Coal Geology 78: 263–275.
- UNTERWEISSACHER T. 2008: Geologische Charakteristik und lagerstättenkundliche Bewertung der Magnesitvorkommen im Raum Tavşanlı/Türkei. – Unveröffentlichte Magisterarbeit, Montanuniversität Leoben.
- WEBER L., ZSAK G., REICHL C. & SCHATZ M. 2009: World Mining Data 24. – Wien.
- YAĞMURLU F., INANER H., NAKOMAN E. & INCI U. 2004: Age, tectonic setting and quality distribution of the lignite deposits of Western Anatolia. – Geologica Belgica 7(3–4): 251–258.
- ZEDER V., RUSSEL M. J., FALLICK E. & HALL A. J.; 2000: Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study. – Economic Geology 95: 429–446.
- ZHENG Y. F. 1999: Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulphate minerals. – Geochemical Journal 33: 109–126.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 2009

Band/Volume: [139](#)

Autor(en)/Author(s): Unterweissacher Thomas, Horkel Konstantin, Mali Heinrich, Ebner Fritz

Artikel/Article: [Geologie der Magnesitlagerstätten im Raum Tavsanlı \(Türkei\). 149-160](#)