

Bodengeographische Beobachtungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung des Westlichen Tianshan (Usbekistan)

WOLFGANG ZECH, RUPERT BÄUMLER, OKSANA SAVOSKUL, ANATOLI NI & MAXIM PETROV*)

Pleistocene, Holocene, Glaciation, Tianshan, Uzbekistan

Kurzfassung: Im Oigaing-Tal zwischen Ugamsky- und Pskemsky-Gebirge nordöstlich von Taschkent (West-Tianshan, Usbekistan) wurden bodengeographische Untersuchungen zur pleistozänen und holozänen Vergletscherung durchgeführt. Eindeutige Endmoränen der letzten Hauptvergletscherung konnten im Bereich des Zusammenflusses von Maidan und Oigaing in 1500 - 1600 m ü. M. nachgewiesen werden mit mächtigen, bis in 80 cm Tiefe tiefgründig verwitterten Bodenbildungen. Vergleichbare Ablagerungen vermutlich hochglazialer bzw. spätglazialer Genese finden sich auch talaufwärts im Mündungsbereich zahlreicher Seitentäler (Beschor-, Tekesch-, Aütor-Tal) in das Oigaing-Haupttal. Die Seitentäler weisen in 2500 bis 2700 m spätglaziale Stirn- und Grundmoränen auf. Die Böden dieser Ablagerungen sind ebenfalls bis in 40 - 60 cm Tiefe stark verwittert und verbraunt. Den rezenten Gletschern, die bis auf ca. 3000 - 3200 m herabreichen, sind weitere Moränen holozänen bzw. neuzzeitlichen Ursprungs vorgelegt mit flachgründigen, z. T. initialen Bodenbildungen, die vermutlich mit Gletschervorstößen während der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ mit einem Maximum in den Alpen um 1850 und im mittleren Holozän um 2000 bzw. 4000 a BP übereinstimmen. Im unteren Seitental des Barkrak sind oberhalb von hochglazialen Eisrandlagen (>2850 m) interglaziale, sehr stark verwitterte und rubefizierte Bodenbildungen aus altquartären Schottern erhalten, die von einer spätpleistozänen Soliflukationsdecke überfahren wurden. Der obere Talverlauf ist dagegen oberhalb dieser hochglazialen Eisrandleisten durch mächtige Geschiebe gekennzeichnet. Sie sind Zeugen älterer, im Vergleich zur jüngsten Hauptvergletscherung wesentlich mächtiger Vereisungen. Die dazugehörigen Moränen konnten jedoch nicht gefunden werden.

[Soil geographic studies for the Pleistocene and Holocene glaciation of the western Tianshan (Uzbekistan)]

Abstract: Soil geographic studies were carried out in the Oigaing valley between Ugamsky and Pskemsky range NE of Tashkent (W-Tianshan, Republic of Uzbekistan) with special regard to the Pleistocene and Holocene glaciation. Clear end moraines of the last main glaciation are preserved at the junction of Maidan and Oigaing river at 1500-1600 m a.s.l. They show intensively weathered soils with a depth

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. W. ZECH und Dr. R. BÄUMLER, Lehrstuhl f. Bodenkunde u. Bodengeographie, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth. Dr. O. SAVOSKUL, Geographisches Institut, Russische Akademie der Wissenschaften, Staromonetny per. 29, Moskau, 109017. Dr. A Ni und M. PETROV, Institut f. Geologie u. Geophysik, Akademie der Wissenschaften der Republik Usbekistan, ul. Mozozova 49, 700041 Taschkent.

of more than 80 cm. Similar deposits of presumably Pleistocene or late glacial origin are also located upvalley at the embouchure of numerous side valleys (Beschor, Tekesch, Aütor) into the main valley of Oigaing. All side valleys are characterized by late glacial ground and end moraines in 2500-2700 m a.s.l. showing intensively weathered brown colored soils of 30-40 cm depth. Further moraines of Holocene or recent origin are located approach of the recent glaciers which descend to 3000-3200 m. They show shallow, initial soils, and presumably correspond with glacial advances during the so-called "Little Ice Age" with a maximum advance at about 1850 in the Alps, and in the middle Holocene at about 2000 or 4000 a BP. Highly weathered, and rubefied interglacial soils developed from old Quaternary gravel are preserved above high glacial ice marginal grounds of the last main glaciation (>2850 m a.s.l.) in the lower side valley of the Barkrak river. In the upper valley huge drift could be shown above the ice marginal grounds, but without typical forms of morainic deposits. They give evidence for older glaciations with a greater extent compared with the last main glaciation. However, no corresponding moraines are present in the working area.

1 Einleitung

Die aktuelle Diskussion über die Folgen der Zunahme klimarelevanter Spurengase geht einher mit verstärktem Interesse an der Erforschung zeitlich zurückliegender Klimaschwankungen. Methodisch gesehen gibt es hierfür verschiedene Ansätze, u. a. die Rekonstruktion früherer Gletscherschwankungen. Gletscher reagieren in der Regel besonders sensibel auf Veränderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse. Vereinfacht gilt: Erwärmung führt zum Abschmelzen und damit zum Rückzug, Abkühlung hingegen korreliert mit Gletschervorstößen. Verständlicherweise liegen für das Holozän besonders viele Untersuchungen über Gletscher- und Klimaschwankungen vor, z. B. aus den Alpen (HEUBERGER 1966, 1968, ZOLLER et al. 1966, PATZELT & BORTENSCHLAGER 1978, KERSCHNER & BERKTOLD 1981), Skandinavien (ANDERSEN & SOLLID 1971, KARLEN 1973, 1982, INNES 1984) oder Asien (HEUBERGER 1956, RÖTHLISBERGER & GEYH 1985, SHIRAIWA & WATANABE 1991, DYURGEROV et al. 1994, KUHLE 1994). Sie basieren in der Regel auf geomorphologischen Befunden, Radiocarbonanalysen, Pollenanalysen sowie lichenometrischen Erhebungen. Bodenkund-

liche Untersuchungen zur Rekonstruktion früherer Gletschervorstöße sind vergleichsweise selten (BIRKELAND 1978, 1984, FITZE 1980, 1982, MELLOR 1987, BÄUMLER et al. 1991, 1995).

Im folgenden berichten wir über bodengeographische Studien aus dem Westlichen Tianshan. Sie haben zum Ziel, die Ausdehnung glazialer Ablagerungen im Oigaing-, Tekesch- und Barkraktal zu erkunden. Spezielle bodenanalytische Ergebnisse werden zu einem späteren Zeitpunkt im Zusammenhang mit den pollenanalytischen, radiocarbonanalytischen und lichenometrischen Befunden vorgestellt.

2 Ergebnisse

2.1 Das Oigaing- und Maidantal

Abb. 1 informiert über die Lage des Untersuchungsgebietes, das etwa 150 km nordöstlich von Taschkent liegt, und zwar zwischen dem Ugamsky- und Pskemsky- und Alatai-Gebirge. Man erkennt, daß sich der Pskemfluß bei Saritschajak flußauf in den Maidan bzw. Oigaing aufspaltet. Knapp oberhalb des Zusammenflusses finden sich in 1600 bis 1650 m die ersten eindeutig als Stirrmoränen anzusprechen-

den glazialen Ablagerungen (Nr. 1 und 2 in Abb. 1). Sie sitzen einer mit lößähnlichem Substrat bedeckten Schotterterrasse auf, die sich oberhalb der Einmündung des Maidan in den Oigaing erhalten konnte. In annähernd gleicher Höhenlage erkennt man die Stirrmoränen am Ausgang des Maidantales (Nr. 2 in Abb. 1). Sie sind sogar viel mächtiger als jene des Oigaingtales und bilden einen regelrechten Querriegel, den der Maidan kerbtalartig durchbricht. Unterhalb dieses Durchbruches findet sich bis auf etwa 1500 m herab ein geschiebereicher Schuttkegel. Im Gegensatz zu dieser Maidan-Moräne ist die Oigaing-Stirrmoräne weniger imposant ausgebildet. Bei einer Gipfflur von etwa 4000 m errechnet sich daraus nach der Methode von v. HÖFER (1879) eine Schneegrenzdepression von 700-800 m für die jüngste Hauptvergletscherung. Gleiches gilt für die Anwendung der bei KUHLE (1994) beschriebenen Methode. Das entspricht der ELA(Schneegrenz-)Depression, die GROSSWALD et al. (1994) für die 400 km östlich anschließenden Massive des Tianshan und KUHLE (1994) für die 750 km südöstlich gelegenen Ketten von Karakorum und Kuenlun für das Spätglazial nachgewiesen haben. In Tab. 1 ist die Bodenbildung der Oigaing-Endmoräne in 1640 m be-

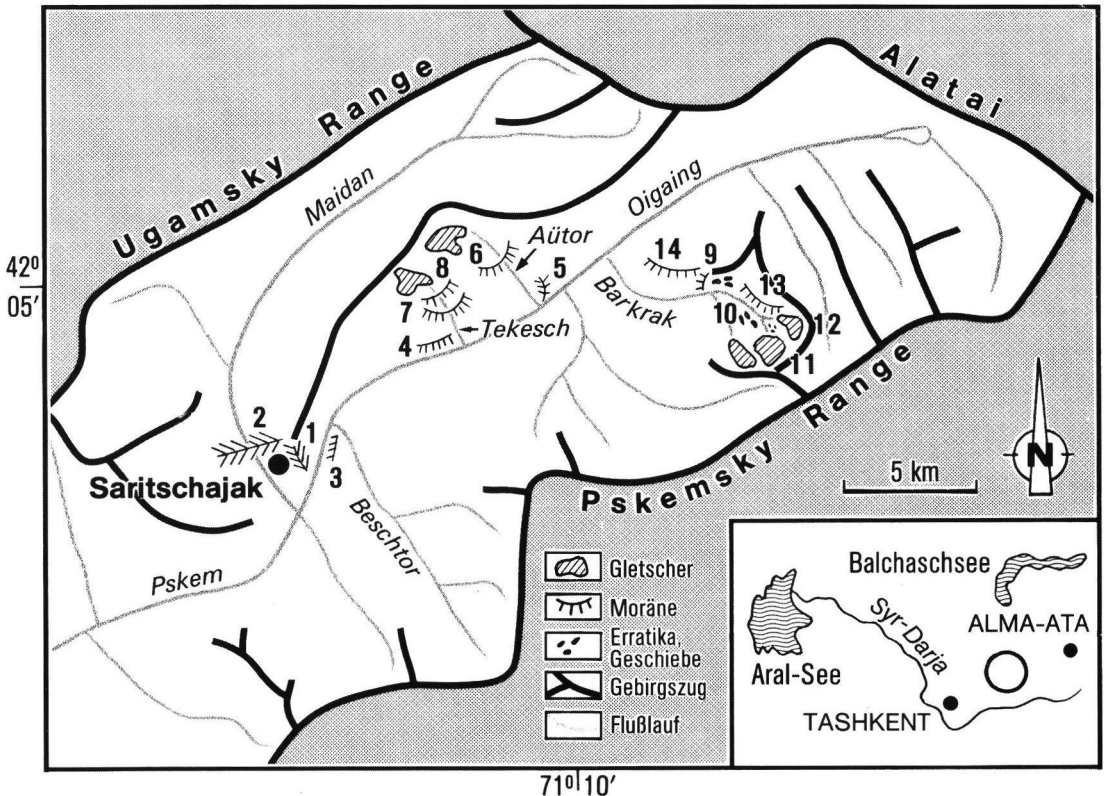


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im westlichen Tien Shan, östlich von Tashkent (Republik Usbekistan; Erläuterung im Text).

Fig. 1: Location of the research area in the western Tianshan, east of Tashkent (Republic of Uzbekistan).

Tab. 1: Eigenschaften der untersuchten Böden) im Oigang-, Tekesch- und Barkrakal (Westlicher Tianshan, Usbekistan) und mutmaßliche, stratigraphische Zuordnung ihrer Ausgangssubstrate
 Table 1: Characterization of the examined soils in the Valleys of Oigang-, Tekesch and Barkrak (Western, Tianshan, Uzbekistan) and potential stratigraphical classification of their parent materials.

Profil Nr.	Lage (mutmaßl. stratigraphische Zuordnung)	Höhe m ü.M.	Ausgangsgestein	Horizonte	Tiefe cm	Farbe feldfrisch	Textur	Gefüge	Dichte	Skelettgehalt Vol%	pH %	C _{org} %	C _{carb} %
TS 94/1	Wallmoräne (Nr. 9 in Abb. 1) im rechten Talbodenbereich des Barkrak (spätglazial)	2900	Mischgestein: Granit, wenig Carbonate	Ah	0 - 15	grauschwarz	uIS	krü-sin	Ld 1	50	6.8	4.31	1.17
				B	15 - 40	hellbraun	uIS	sub-sin	Ld 1	50	7.4	0.56	1.09
				CvB	40 - 60	graubraun	uIS	sin	Ld 4	75	7.5	0.43	1.38
				C	60 - 90+	hellgrau	uIS	sin	Ld 4	75	7.7	0.35	1.02
TS 94/2	Moränenablagerungen im Zwickel zwischen mittlerem und rechtem Barkragletscher, von der Schuttlunge des neuzzeitlichen Gletschers z.T. überfahren (mittelholozän)	3260	Mischgestein: Granit, Porphy	Ah	0 - 5	graubraun	s'U	f krü	Ld 1	40	5.3	4.78	0.01
				B1	5 - 35	braun	IU	sub	Ld 3	40	5.2	2.10	0.01
				B2	35 - 55	braun	IU	sub	Ld 3	50	5.3	0.72	0.03
				BC	55 - 70+	oliv	IS	sin	Ld 5	70	5.7	0.24	0.01
TS 94/3	Moränenablagerungen (Nr. 10 in Abb. 1) des Barkragletschers links des Flusses (mittelholozän)	3100	Mischgestein: Granit, Porphy, Gabbro	Ah	0 - 6	braunschwarz	suL	krü	Ld 3	20	5.6	4.25	0.01
				AB	6 - 35	schwarzbraun	I'S	sin-f krü	Ld 2	40	4.9	1.23	0.01
				BCv	35 - 105+	graubraun	I'S	sub	Ld 2-3	60	5.3	0.35	--
TS 94/4	Eisrandeiste (Nr. 14 in Abb. 1) im unteren Barkrakal, südwestexponierter Hang (hochglazial)	2870	Mischgestein: Granit, Kalk	Ah	0 - 7	graubraun	suL	f krü	Ld 2	20	5.0	2.48	0.01
				B1	7 - 27	braun	sL	pol-sub	Ld 4	25	5.4	0.70	0.01
				B2	27 - 50	braun	sL	sub	Ld 4	30	5.5	0.49	--
				Cv	50 - 87	grau	I'S	sin	Ld 2	50	6.5	0.28	0.04
TS 94/5	Oberhalb der hochglazialen Ufermoräne (Nr. 14 in Abb. 1) mit Profil TS 94/4, unteres Barkrakal Interglazial, (Mittel-/Spätpleistozän)	2890	Granitführende Fließerde über carbonatischen, älterquartären Konglomeraten	Ah	0 - 13	graubraun	suL	f krü	Ld 2	0	5.4	2.28	0.02
				B1	13 - 55	braun	sL	sub	Ld 3	< 10	5.3	1.09	0.01
				II B1	55 - 85	rötl.braun	stL	sub	Ld 4	10	5.1	0.51	0.01
				II B2	85 - 115	rotbraun	stL	sub	Ld 4	20	5.3	0.37	0.01
				II Cv	115 - 135+	gelblich-braun	IS	sub	Ld 5	25	7.8	0.32	2.49
TS 94/6	Stadiale Stirnmoräne (Nr. 8 in Abb. 1) des Tekeschgletschers (holozän, jünger als 5000 Jahre)	2820	Mischgestein: Granit, Gabbro Porphy, Kalk	Ah	0 - 12	schwarz	uS	Krü	Ld 1	40	6.8	6.92	0.87
				Cv	12 - 50+	grau	uS	sin-sub	Ld1	60 - 70	7.5	0.01	3.17
TS 94/7	Stadiale Ufermoräne des Tekeschgletschers (neuzzeitlich, evtl. 1850)	2910	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphy, Kalk	Ai	0 - 1	dunkelgrau	S	sub	Ld 1	80	7.5	0.23	0.29
				C	1 - 50+	grau	S	sub	Ld 4	70	7.8	0.11	0.63
TS 94/8	Endmoräne (Nr. 7 in Abb. 1) des Tekeschgletschers (spätglazial)	2680	Mischgestein: Granit, Gabbro, Porphy, carbonat-haltig	Ah	0 - 15	grauschwarz	uS	sub	Ld 2	40	5.7	10.75	0.02
				B	15 - 60	hellbraun	uS	sub	Ld 4	60 - 70	5.0	1.44	0.01
				Cv	60 - 75+	grau	uS	sin	--	80	7.6	0.18	0.62
TS 94/9	Saritschajak, Stirnmoräne, (Nr. 1 in Abb. 1) auf der Schotterterrasse oberhalb des Zusammenflusses von Oigang und Maidan (hochglazial)	1650	Geschiebemergel mit Granit und Porphy carbonatreich über Schluff	Ah	0 - 40	braunschwarz	uS	krü	Ld 2	25 - 30	7.4	3.99	0.98
				AB	40 - 60	braun	uS	sub	Ld 3	20	7.6	0.97	2.43
				II B	60 - 78	hellbraun	U	sub	Ld 4	< 10	7.6	0.79	2.07
				II BCc	78 - 100	hellbraun	U	pol-sub	Ld 3-4	< 10	7.8	0.59	2.78
				II Cvc	100 - 140+	weißes Kalkmycel	U	pol-sub	Ld 4	< 10	7.8	0.37	4.30
TS 94/10	Ufermoräne (Nr. 4 in Abb. 1) am S-exponierten Hang des Oigangtales unterhalb der Einmündung des Tekesch (spätglazial)	2160	Mischgestein: Granit, Gabbro Porphy, Kalk	Ah	0 - 20	grauschwarz	uS	krü	Ld 2	20 - 30	--	--	--
				B	20 - 64	braun	uS	sub	Ld 4	60	--	--	--
				BCv	64 - 70+	braungrau	uS	sin	--	80	--	--	--
TS 94/11	Stirnmoänen (Nr. 5 in Abb. 1) im Mündungsbereich Äutor - Oigang (spätglazial)	2250	blockreicher Geschiebemergel	Ah	0 - 12	grauschwarz	suL	krü	Ld 2	25	--	--	--
				Bv	12 - 40	braun	suL	sub	Ld 3	45	--	--	--
				BCv	40 - 50	hellbraun	uIS	sub	Ld 2	60	--	--	--
				Cv	50 - 63+	hellgrau	IS	sin	Ld 2	70	--	--	--

1) Ansprache: s. AG Bodenkunde, 1982

schrieben (Profil TS 94/9). Man erkennt eine deutliche Zweischichtigkeit des Profils; ein skelettreicher A- und AB-Horizont von 60 cm Mächtigkeit überdeckt schluffiges, carbonatreiches, skelettarmeres Material, das im IIB-Horizont bis in 80 cm Bodentiefe verbraunt ist. Da wir unterhalb von Saritschajak keine vergleichbaren Moränenablagerungen fanden, ist davon auszugehen, daß die Maidan- und Oigaingletscher während der letzten Hauptvereisung bis auf etwa 1600 m herabreichen. Dafür spricht auch, daß die mächtige Schotterterrasse, welche sich im Zwickel zwischen Maidan- und Oigaingtal erhalten hat, von einer lößartigen, wahrscheinlich spätpleistozänen Schluffdecke überlagert ist, aus der sich schwarzerdeähnliche Böden entwickelt haben, die heute landwirtschaftlich genutzt werden. Dies bedeutet allerdings, daß die errechnete Schneegrenzdepression in den westlichen Randgebirgen des Tianshan um 400-500 m bzw. rund 40 % unter den für Zentral- und Hochasien charakteristischen Werten für das letzte Hochglazial liegt (KUHLE 1994). Dafür gibt es mehrere Gründe. In der vorliegenden Studie wurden im Vergleich zu den Arbeiten in Zentral- und Hochasien vergleichsweise kleine Einzugsgebiete mit einer deutlich niedrigeren Gipfflur um etwa 4000 m ü. M. untersucht. Zum anderen sind die Niederschläge im westlichen Tianshan gering. Nach den Angaben der im Untersuchungsgebiet gelegenen zwei meteorologischen Stationen liegen sie in der Nähe von Saritschajak bei 833,7 mm (1937-93; 1400 m ü. M.) und im Oigaing-Tal zwischen der Mündung des Ätör und Barkrak bei 779,5 mm (1989-93; 2200 m ü. M.).

Die talab im Pskemtal beschriebenen altquartären Moränen der sogenannten Nanaivergletscherung (VASILKOVSKIY 1951) konnten wir nicht verifizieren.

Weitere glaziale Ablagerungen finden sich im Oigaingtal jedoch flüßauf, aber nur vereinzelt, und zwar bevorzugt im Bereich der Einmündung S- oder N-exponierter Seitentäler. Dazu zählen z. B. die Ufermoränen in 1700 bis 1720 m Höhe bei Beschor unterhalb der Einmündung des Beschtorbaches (Nr. 3 in Abb. 1) in das Oigaingtal sowie geschiebereiche, wallförmige Hangverflachungen in 2160 m am südexponierten Hang unterhalb des Zusammenflusses von Tekesch und Oigaing (Nr. 4 in Abb. 1). Letztere weisen Braunerden auf mit einer bis zu 60 cm in die Tiefe reichenden Verbraunung (Tab. 1, Profil TS 94/10). Vermutlich handelt es sich um Ufermoränen des Haupttalgletschers. Sie liegen 60 - 80 m über dem rezenten Oigaingflußbett.

Sehr gut sind die Moränenwälle am Ausgang des Ätörtales in 2200 bis 2280 m erhalten (Nr. 5 in Abb. 1). Es handelt sich aber nicht um Ufermoränen des Oigainghaupttalgletschers, sondern um Stirn- oder Seitenmoränen des Ätörgletschers. Dafür sprechen 1. die bogenförmig in das Ätörtal orographisch links hinein-

ziehenden Wälle, sowie 2. die Tatsache, daß die Moränen keine granitischen Gesteine aufweisen, sondern überwiegend Carbonate. Im Oigainghaupttal dominieren dagegen vielfach rote Granite, die sich nur im Sockelbereich der Ätörmoränen nachweisen lassen. Aufgrund der Bodenbildung (die Horizontfolge lautet Ah [12 cm], Bv [28 cm], BCv [10 cm], Cv [13 cm+], Tab. 1, Profil TS 94/11) dürfte es sich um Ablagerungen eines spätglazialen Vorstoßes des Ätörgletschers handeln, der mit einer Schneegrenzdepression von etwa 400 m einherging. Eine entsprechende Schneegrenzabsenkung liegt zwischen den Werten, die nach KUHLE (1994) als charakteristisch für das frühe Spätglazial (17000-13000/10000 a BP; 700-1100 m) und für holozäne Gletschervorstöße zwischen 5500 b is 1700 a BP (80-300 m) in Hoch- und Zentralasien angegeben werden. Auch hier beträgt der Unterschied mindestens 300 m bzw. rund 40 %.

Eine weitere spätglaziale bis frühholozäne, gut bewachsene Moräne findet sich im Ätörtal oberhalb der soeben beschriebenen Moränen in 2500 m, worauf wir bei der Besprechung des Tekeschtales nochmals zurückkommen werden (Nr. 6 in Abb. 1). Die wallförmigen Stirn- oder Seitenmoränen an der Einmündung des Ätör in den Oigaing werden von Terrassenschottern des Haupttales „umflossen“. Diese Schotter enden etwa 30 m über der rezenten Talsohle. Hierbei handelt es sich um jüngere Aufschüttungen, da die Schotter nur ein Ah-C-Bodenprofil aufweisen, eine Verbraunung somit fehlt. Ihre Genese könnte mit einer jüngeren Haupttalverschüttung infolge eines Bergsturzes oberhalb der Tekescheinmündung im Zusammenhang stehen.

Neben dem Oigainghaupttal untersuchten wir genauer das südexponierte Tekesch- und das nordexponierte Barkraktal. Zunächst schildern wir die Ergebnisse aus dem Tekeschtal.

2.2 Das Tekeschtal

Der Tekesch mündet in 2100 m in den Oigaing (Abb. 1). Wie bereits erwähnt, befinden sich unterhalb der Einmündung auf dem rechten, südexponierten Hang in 2160 bis 2180 m blockreiche Hangverflachungen, die wir als spätglaziale Ufermoränen des Oigainggletschers interpretieren. Im Tekeschtal selbst fällt eine weitere mächtige wallförmige, gut bewachsene, geschiebereiche Endmoräne in 2500 bis 2600 m ins Auge. Auch sie weist etwa 50 bis 60 cm mächtige, blockreiche Braunerden auf, deren Genese wohl ebenfalls mindestens bis ins Frühholozän, vermutlich sogar bis in das Spätglazial zurückreicht (Tab. 1, Profil TS 94/8). Diese Moräne, die sich bereits außerhalb der Datierbarkeit mittels Lichenometrie befindet (d. h. älter als 4000 a BP; SAVOSKUL 1996), liegt somit in der gleichen Höhenlage

wie jene im Aütortal. Der entsprechende Gletschervorstoß ist mit einer Schneegrenzdepression von rund 250 m einhergegangen. Oberhalb der spätglazialen bis frühholozänen Tekeschmoränen in 2600 m lassen sich drei weitere Stadien identifizieren, und zwar in 2820 m (Nr. 8 in Abb. 1; grasbewachsen, Horizontfolge Ah-C, ohne Verbraunung, Tab. 1, Profil TS 94/6), in 2910 m (vegetationsfrei, mit mächtigen, scharfen Konturen, Profilfolge Ai-C, Tab. 1, Profil TS 94/7), sowie in 2930 m (schwach ausgebildet, nicht bewachsen, Horizontfolge Ai-C), in relativer Nähe zur rezenten Gletscherzunge bei 3000 m. Aufgrund der fehlenden Verbraunung des Solums der letztgenannten drei Moränenstadien und unter Berücksichtigung der morphologischen Gegebenheiten interpretieren wir diesen Befund wie folgt: (vgl. dazu auch SAVOSKUL & DRECHSEL 1994).

- 2930 m neuzeitlich, erinnern dem Aussehen nach an die 1920er Moränen in den Alpen (ELA-Depression 35 m)
- 2910 m neuzeitlich, erinnern dem Aussehen nach an die 1850er Moränen in den Alpen (ELA-Depression 45 m)
- 2820 m holozän (evtl. 2000 a BP; ELA-Depression 90 m)
- 2500 bis 2600 m spätglazial bis frühholozän (ELA-Depression 250 m)

Betrachten wir im folgenden die Befunde aus dem nordexponierten Barkrakseitental.

2.3 Das Barkraktal

Der Barkrak mündet von Südosten kommend bei 2200 m in den Oigaing (Abb. 1). Erste zweifelsfreie Moränen (Nr. 9 in Abb. 1) beginnen im Talbodenbereich etwa bei 2700 m. Ihrer Gestalt nach erinnern sie an Grundmoränen mit Buckel/Muldenrelief, jedoch treten vereinzelt auch Wallformen in Erscheinung. Man hat durchaus den Eindruck, daß ein mehrphasiger Gletschervorstoß für diese Moränen verantwortlich ist. Sie enden talaufwärts in etwa 2900 m. Durch Hangschutt und Bergsturzmaterial aus den westexponierten Wänden wurde dieser Moränengürtel z. T. wieder zerstört bzw. überdeckt. Nach Tab. 1 (Profil TS 94/1) haben sich aus diesen überwiegend granitischen und schwach carbonathaltigen Gesteinen blockreiche Braunerden entwickelt mit einer Verbraunungstiefe bis zu 60 cm. Dies spricht für ein spätglaziales bis frühholozänes Alter der Moränen. Die errechnete Schneegrenzdepression beträgt ca. 275 m, was mit jener der Moränen Nr. 6 im Aütortal bzw. mit jener der Moränen Nr. 7 im Tekeschtal korreliert (Abb. 1). Weiter taleinwärts treten in 3100 m Höhe auf der linken, und etwas höher auch auf der rechten

Bachseite, wiederum Blockgletschermoränen mit Buckel/Muldenrelief in Erscheinung (Nr. 10 in Abb. 1). Auch die Böden dieser Moränen sind kräftig verbraunt (Horizontfolge Ah 0 - 6 cm, AB 6 - 35 cm, BCv 35 - 105 cm, s. Tab. 1, Profil TS 94/3). Von der Bodenentwicklung her gesehen, könnten diese Böden spätglazialer Genese sein. Ähnliches gilt für die Böden im Zwickelbereich zwischen dem mittleren und rechten Barkrakgletscher in 3260 m Höhe (Tab. 1, Profil TS 94/2), die bis zu 55 cm Bodentiefe verbraunt sein können. Zieht man jedoch das gesteinsbedingt bereits lehmig-tonige, teilweise schon verbrauchte Substrat der C-Horizonte der neuzeitlichen Moränen im Barkrak-Tal mit in die Betrachtung ein, so ist ein mittelholozänes Alter der bis 3100 m herabziehenden Moränen nicht auszuschließen. Unterstützt wird diese Vorstellung durch die Radiocarbonatierung eines fossilen Ah-Horizontes, der in 70 - 80 cm Bodentiefe vor, d. h. talabwärts des nachfolgend beschriebenen neuzeitlichen Blockgletschers beprobt wurde. Die Analyse ergab ein ¹⁴C-Alter der Huminsäurefraktion von 2850±110 Jahren BP.

Nur etwa 150 m höher liegt südöstlich bei 3250 m eine morphologisch sehr frische, nicht bewachsene, riesige Schuttzunge, die zum mittleren Barkrakgletscher gehört (Nr. 11 in Abb. 1). Frische, an die 1850er-Moränen der Alpen erinnernde Wallkonturen fehlen weitgehend. An der Front, d. h. am untersten Ende bricht die Schuttzunge mit steilen, hellen Halden ab, und Wasser quillt aus dem Schutt. Ohne Zweifel liegt hier eine schuttbedeckte Gletscherzunge vor, die alle Merkmale eines noch nicht konsolidierten Blockgletschers aufweist. Trotz kräftiger Verwitterung des aufliegenden Schutts spricht das Fehlen einer Bodenvegetation für ein neuzeitliches Alter. Im Gegensatz zum mittleren Barkrakgletscher zeigt der östlich davon gelegene „rechte“ Barkrakgletscher (Nr. 12 in Abb. 1) markante und frische, scharfe Formen, die durchaus an die 1850er Moränen in den Alpen erinnern. Die Bodenbildung ist über das Syrosemstadium nicht hinausgekommen, auch fehlt eine Bodenvegetation. Zwischen „mittlerem“ und „rechtem“ Barkrakgletscher finden sich noch kleinere, z. T. mit Bergsturzmaterial bedeckte Schuttzungen.

Zusammenfassend gilt, daß im Talbodenbereich das Barkrak drei Gletscherstände rekonstruiert werden können:

- 3250 m Beginn der Schutt- und Eiszunge des neuzeitlichen mittleren Barkrakgletschers (Nr. 11 in Abb. 1)
- 3100 m mittelholozäne Moränen des mittleren Barkrakgletschers (Nr. 10 in Abb. 1)
- 2700 m bis 2900 m spätglaziale Grund- und z. T. auch Stirnmooränen des mittleren Barkrakgletschers (Nr. 9 in Abb. 1)

Neben Grund- und Stirnmoränen kommen im Barkraktal auch Reste von Ufermoränen vor, und zwar am rechten, süd- bis südwest-exponierten Hang (Nr. 13 in Abb. 1). Von der Schutt- und Eiszunge in 3250 m Höhe des mittleren Barkrakteletschers (Nr. 11 in Abb. 1) folgt nach Norden zunächst das Buckel-/Muldenrelief der vermutlich spätglazialen Grundmoräne, die kräftiges Graswachstum und bis zu 50 - 60 cm verbrauchte Böden aufweist. Hangaufwärts folgen drei stufenartige Verflachungen, und zwar in etwa 3250 m, 3350 m und 3400 m. Diese Verflachungen ziehen mit geringem Gefälle talabwärts, d. h. nach Nordwesten. Sie weisen reichlich Geschiebe auf, hangaufwärts folgen dagegen steinarme, kräftig vergraste Bänder. Diese Befunde deuten wir als Eisrandzeugen spätglazialen oder hochglazialen Ursprungs. Der obere Eisrandrest bei 3400 m befindet sich etwa 300 m über dem rezenten Barkrabbach.

Bergauf ist der Hang bis in Höhen von 3800 m mit Geschiebe übersät, ohne daß wallförmige Ablagerungen nachzuweisen sind. Erst oberhalb von 3800 m werden die Geschiebe von eckig-kantigem Frostschutt abgelöst. Dieser Befund spricht möglicherweise für eine mächtige, vermutlich mittelpleistozäne Vergletscherung, die wesentlich größere Dimensionen angenommen hat als die spätpleistozäne. Wie erwähnt, lassen sich diese Eisrandleisten, z. T. mit Unterbrechungen, gut talauswärts verfolgen. In 2870 m weist die oberste Verflachung (Nr. 14 in Abb. 1) eine bis 40 cm Tiefe reichende Verbraunung auf (Tab. 1, Profil TS 94/4). Oberhalb dieser Leisten sind die Böden jedoch bis über 1 m verbraunt und mit bis zu 30 % Ton wesentlich tonreicher (Tab. 1, Profil TS 94/5). Auch im Vergleich zu Profil TS 94/9 bei Saritschajak in 1650 m ü. M. ist Profil 5, obwohl etwa 1200 m höher gelegen, wesentlich intensiver verwittert. Dies ist ein Hinweis darauf, daß die oberste Hangverflachung den Hochstand der letzten Hauptvergletscherung dokumentiert. Das tiefbraune, mächtige Solum außerhalb bzw. oberhalb der höchsten Eisrandleiste ist auf die intensive Bodenbildung während eines Interglazials zurückzuführen. Das Profil ist zweischichtig aufgebaut: die oberen 55 cm interpretieren wir als spätpleistozäne Solifluktionsdecke, welche die Reste eines geköpften, aus älterquartären Konglomeraten entstandenen in situ-Bodenprofils überdeckt.

Oberhalb der vermutlich würmzeitlichen Ufermoränen in 2870 m treten im Kammbereich um 2900 - 3000 m diese vermutlich älterquartären Konglomerate an die Oberfläche. Häufig sind sie mit Geschiebe bedeckt, ohne daß sich jedoch leistenförmige Hangverflachungen erkennen lassen, was wir bereits aus dem oberen Barkraktal beschrieben haben. Geschiebe dieser Art oberhalb der höchsten erkennbaren Eisrandspuren führen wir auf ältere Vereisun-

gen zurück. Eindeutige Kritzung konnten wir nicht identifizieren, da die Gesteinsoberflächen stark angewittert sind.

Aus glazialmorphologischer Sicht könnte es sich aber auch um Eisrandleisten eines spätglazialen Stadiums handeln. Dafür sprechen neben einer geschätzten Eismächtigkeit von lediglich 300 m zwischen den obersten Eisrändern und dem rezenten Bachbett die berechneten Werte für die ELA-Absenkung und auch die zahlreichen Erratika und Geschiebeblöcke oberhalb der höchsten Eisrandlagen bei 3800 m, allerdings ohne markierten Eisrand mit Gelände- oder Moränenkante. Dies steht aber im Widerspruch zu den bodenkundlichen Befunden, die bei einer Berücksichtigung der Höhendifferenz von knapp 1300 m zwischen Profil 9 bei Saritschajak und Profil 5 im Barkrak-Tal oberhalb der höchsten erkennbaren Eisrandspuren unter der Annahme gleichen Alters beider Ablagerungen ab- und nicht zunehmende Verwitterungsintensität bei steigender Meereshöhe aufweisen müßten, wie dies an der Südabdachung der zentralasiatischen Gebirgsmasse eindeutig nachgewiesen wurde (BÄUMLER et al. 1991 und 1996, BÄUMLER 1993). Die Unterschiede in der Bodenentwicklung zwischen Profil 4 aus den Ablagerungen des höchstgelegenen Eisrandes am Unterlauf des Barkrak in 2870 m ü. M. und Profil 9 in 1650 m ü. M. sind dagegen - ähnliches Alter der Ablagerungen vorausgesetzt - gut mit den unterschiedlichen Verwitterungsbedingungen in Abhängigkeit von der Meereshöhe und aufgrund von der Distanz der Ablagerungen vom Einzugsgebiet der Gletscher zu erklären. Profil 9 ist im Vergleich zu Profil 4 etwas stärker verwittert und das mitgeführte Geschiebe ist größtenteils aufgemahlen, was sich in einem geringeren Sand- und höheren Mittel- und Feinschluffanteil, nicht jedoch in höheren Tongehalten manifestiert. Die glazialgeomorphologischen Befunde deuten wiederum darauf hin, daß es sich bei Saritschajak um Ablagerungen der letzten Hauptvergletscherung handelt, obwohl die berechnete Schneegrenzdepression in bezug auf die in Hoch- und Zentralasien gefundenen Werte für ein spätglaziales Stadium spricht. Für eine eindeutige Klärung dieser Antimonie zwischen den glazialgeomorphologischen und bodenkundlichen Befunden sind aus unserer Sicht weitergehende Untersuchungen erforderlich.

Schlußfolgerungen

Überblickt man diese Ergebnisse, so ist festzuhalten, daß bodengeographische Untersuchungen einen wichtigen Beitrag leisten können zur Identifizierung glazialer Ablagerungen. Sie haben deshalb für die Rekonstruktion von Gletscher- und Klimaschwankungen eine große Bedeutung. Untersuchungen dieser Art sollten begleitet werden von quantitativen

Aussagen zur Verwitterungsintensität, sowie lichenometrischen und pollenanalytischen Erhebungen. Bodengeographische Befunde können jedoch absolute Altersdatierungen z. B. mittels Radiocarbonanalysen nicht ersetzen.

Im Vergleich zu den bisherigen Vorstellungen über das Ausmaß der Vergletscherung im Tienshan gilt, daß die Untergrenze der jüngsten Hauptvergletscherung im engeren Arbeitsgebiet nicht bei 2000 bis 2500 m liegt (ZABIROV 1958, KORZHENEVSKIY 1960, POPOV 1960, GRIGORENKO 1970), sondern bei 1500 bis 1600 m, was gut mit Befunden von HEUBERGER (persönliche Mitteilung) im nördlichen Tienshan (Kirgisien, südl. von Bischkek) und von GROSSWALD et al. (1994) in der Region um den Issyk-Kul See übereinstimmt. Die morphologischen Gegebenheiten im Barkraktal deuten jedoch darauf hin, daß frühere Vergletscherungen wesentlich intensiver waren als jene der letzten Hauptvergletscherung (vgl. auch POPOV 1960, GRIGORENKO 1970).

Zusammenfassung

Die Gletscher im Oigaing- und Maidantal im Westlichen Tienshan (Usbekistan) reichten während der letzten Hauptvergletscherung bis 1500/1600 m herab, wie Endmoränen eindeutig belegen. Die Böden dieser Moränen sind bis etwa 80 cm Tiefe verbraunt. Im Oigainghaupttal finden sich weitere geschiebereiche Ablagerungen, so z. B. bei Beschtor in 1700 - 1720 m (Nr. 3 in Abb. 1) und an der Einmündung des Tekesch (2160 m) bzw. Aütors (2200-2280 m) in den Oigaing (Nr. 4 bzw. 5 in Abb. 1). Sie sind vermutlich hochglazialer bzw. spätglazialer Genese.

Die Seitentäler des Tekesch, Aütors und Barkrak weisen in 2500 bis 2700 m jeweils spätglaziale Stirn- bzw. Grundmoränen auf (Nr. 7, 6, 9 in Abb. 1), im Tekesch- und im Barkraktal zusätzlich in 2810 m (Nr. 8 in Abb. 1) bzw. 3100 m Höhe (Nr. 10 in Abb. 1) mittelholozäne Ablagerungen.

Oberhalb (> 2850 m) der hochglazialen Eisrandleisten (Nr. 14 in Abb. 1) finden sich im unteren Barkraktal interglaziale Böden aus älterquartären Schottern. Der Profilaufbau läßt Schichtigkeit erkennen mit einer verbraunten Solifluktsdecke über einem in situ Bv-Horizont. Die Verbraunung reicht bis in 105 cm Bodentiefe.

Die Eismächtigkeit lag im Barkrak-Tal überschlagsweise bei 300 m, bezogen auf die Höhendifferenz zwischen der obersten identifizierbaren Eisrandleiste und der rezenten Talsohle.

Oberhalb der Eisrandleisten (Nr. 13 in Abb. 1) in 3400 m im oberen Barkraktal finden sich bis 3800 m zwar keine wallförmigen Moränen oder Geländebzw. Moränenkanten, jedoch reichlich z. T. sehr mächtige Erratika und Geschiebe. Sie dokumentieren ältere Vergletscherungen, die wesentlich mäch-

tiger waren als jene der jüngsten Hauptvergletscherung. Die korrespondierenden Moränen konnten wir nicht identifizieren.

Dank

Unser verbindlichster Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung dieser Untersuchung (436 RUS 113/6/1). Den Mitgliedern der Akademie der Wissenschaften in Tashkent, Abteilung Glaziologie, danken wir für die großzügige und freundschaftliche Unterstützung während der Geländearbeiten.

4 Schriftenverzeichnis

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung (3. Aufl.). Hannover, 331 S.
- ANDERSEN, J. L. & SOLLID, J. L. (1971): Glacial chronology and glacial geomorphology in the marginal zones of the glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* **25**: 1-38.
- BÄUMLER, R. (1993): Bodenbildung und Verwitterungsintensität auf Moränen und Gletscherablagerungen im Khumbu Himal und oberen Solu-Tal, Ostnepal, Innsbrucker Geograph. Studien **20**: 29-45.
- BÄUMLER, R., ZECH, W., HEUBERGER, H. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1991): Investigations on the intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt. Everest region. *Geoderma* **48**: 223-243.
- BÄUMLER, R., KEMP-OBERHETTINGER, M., ZECH, W., HEUBERGER, H., SIEBERT, A., MADHIKARMI, D. P. & POUDEL, K. P. (1996): Soil weathering on glacial and glaciofluvial deposits in the Langtang valley (Central Nepal) and its relation to the glacial history. *Z. Geomorphologie N. F.* **103**: 373-387.
- BIRKELAND, P. W. (1978): Soil development as an indication of relative age of quaternary deposits, Baffin Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research* **10**: 733-747.
- (1984): Holocene soil chronofunctions, Southern Alps, New Zealand. *Geoderma* **34**: 115-134.
- DYURGEROV, M. B., MIKHALENKO, V. N., KUNAKHOVITCH, M. G., USHURTSOV, S. N., LIU, C. & XIE, Z. (1994): On the Cause of Glacier Mass Balance Variations in the Tian Shan Mountains. *GeoJournal* **33.2/3**: 311-317.
- FITZE, P. (1980): Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen. *Geographica Helvetica* **3**: 97-106.
- (1982): Zur Relativedatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den kristallinen Zentralalpen. *Catena* **8**: 265-306.
- GRIGORENKO, P. G. (1970): The main features of the geological history of Kirgizskiy Tian-Shan in the Pleistocene. Materials on the geology of Caenozoic and recent tectonics of Tian-Shan, Frunze, 5-23 (in Russian).
- GROSSWALD, M. G., KUHLE, M. & FASTOOK, J. L. (1994): Würm glaciation of lake Issyk-Kul area, Tian Shan Mts.: A case study in glacial history of Central Asia. *GeoJournal* **33**: 273-310.
- HEUBERGER, H. (1956): Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ost-Nepal. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **7**: 175-185.

- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. Innsbruck und München: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte **20**: 126.
– (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter und Gegenwart **19**: 270-275.
- HÖFER, H. v. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. Sitzungsbericht d. Akademie d. Wissenschaften Wien, math.-phys. Klasse I **79**: 331-367.
- INNES, J. L. (1984): Relative Dating of Neoglacial Moraine Ridges in North Norway. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **20**: 53-63.
- KARLEN, W. (1973): Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland. Geogr. Annaler **55A**: 29-63.
– (1982): Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. Striae **18**: 26-34.
- KORZHENEVSKIY, N. L. (1960): The nature of Central Asia. Tashkent, 22-30 (in Russian).
- KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, Nördliche Stubaier Alpen, Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **17**: 125-134.
- KUHLE, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North-Western Margin of Tibet between the Karakorum Main Ridge and the Tarim Basin, Supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. GeoJournal **33.2/3**: 133-272.
- MELLOR, A. (1987): A pedogenic investigation of some soil chronosequences on neoglacial moraine ridges, Southern Norway: Examination of soil chemical data using principal component analysis. Catena **14**: 369-381.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). In: B. FRENZEL (Hrsg.). Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“, 5. - 13. Sept. 1976, Bonn-Bad Godesberg, 185-197.
- POPOV, V. V. (1960): Stratigraphy of Antropogen in Tian Shan. Reports of the Institute of Geology, Academy of Sciences USSR **26**: 116-126 (in Russian).
- RÖTHLISBERGER, F. & GEYH, M. A. (1985): Glacier Variations in Himalayas and Karakorum. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **21**: 237-249.
- SAVOSKUL, O. S. & DRECHSEL, P. (1994): To the history of glaciation of the Pskem river basin in the Holocene. Materials of Glaciological Studies **78**: 70-78.
– (1996): Lichenometric evidence of the Late Holocene glacier variations in the Oigang river basin, Western Tian Shan, Central Asia. Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, eingereicht.
- SHIRAIWA, T. & WATANABE, T. (1991): Late Quaternary Glacial Fluctuations in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Reconstructed by relative Dating Methods. Arctic and Alpine Research **23**: 404-416.
- VASILKOVSKIY, N. P. (1951): To the question of age division of Quaternary deposits of NE Uzbekistan. Report of the Institute of Geology, Uzbekish Academy of Sciences, Tashkent, 5-44 (in Russian).
- ZABIROV, R. D. (1958): Glaciation of Central Asia. Reports of Tian-Shan physical geographical station, Frunze, 56-72 (in Russian).
- ZOLLER, H. SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. Verh. d. Naturf. Ges. Basel **77**: 97-164.

Manuskript eingegangen am 19. 06. 1995