

**Zum Einfluss von Witterung und Klima auf den
Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung
im Uvs-Nuur-Becken (NW-Mongolei)**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geoökologie

eingereicht an der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Potsdam

von

Andreas Barsch

Potsdam, im September 2003

Inhaltsverzeichnis

1. Problemstellung	12
1.1. Globale Erwärmung und Trockenstress	12
1.2. Überweidung und Degradation der Landschaften	15
1.3. Untersuchungsaufgaben	18
2. Die Forschungsaufgabe Klimamessungen und Klimamodellierungen	20
2.1. Ziele	20
2.2. Arbeitsprogramm und Arbeitsmethoden	21
2.2.1. Feldarbeiten	21
2.2.1.1. Geländeklimatologische Untersuchungen	22
2.2.1.2. Pedohydrologische Untersuchungen	23
2.2.1.3. Feldbeobachtungen	24
2.2.2. Recherchen vor Ort	24
2.2.3. Auswertung der gewonnenen Daten	25
3. Der Untersuchungsraum	26
3.1. Das Uvs-Nuur-Becken und seine Randgebirge	26
3.1.1. Das Uvs-Nuur-Becken als Teil des mongolischen Gebirgslandes	26
3.1.1.1. Relief und Vegetation	26
3.1.1.2. Klima und Hydrographie	27
3.1.1.3. Die Böden	28
3.1.2. Die Genese des Uvs-Nuur-Beckens	29
3.1.3. Besonderheiten des Klimas im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen	31
3.1.3.1. Allgemeine Charakteristik	31
3.1.3.2. Strahlungsverhältnisse	33
3.1.3.3. Thermische Verhältnisse	34
3.1.3.4. Niederschlagsverhältnisse	37
3.1.3.5. Ein Vergleich	42
3.2. Das Landschaftsgefüge zwischen Kharkhiraa und Uvs Nuur in der Nähe von Ulaangom	43
3.2.1. Das Transsekt und die Messstationen	44
3.2.2. Witterungsklimatische Differenzierung	46
3.2.2.1. Überblick	46
3.2.2.2. Thermische Differenzierung	47
3.2.2.3. Hygrische Differenzierung	51
3.2.2.4. Beziehungen zwischen Messwerten verschiedener Stationen	57
3.2.3. Differenzierung der Pflanzendecke	62

3.2.3.1. Überblick	62
3.2.3.2. Alpine Stufe.....	63
3.2.3.3. Gebirgswaldsteppe	64
3.2.3.4. Trockensteppe	65
3.2.3.5. Halbwüste	66
3.2.4. Differenzierung der Bodendecke	66
3.2.4.1. Überblick	66
3.2.4.2. Ausgangsmaterial der Bodenbildung	67
3.2.4.3. Böden der alpinen Stufe	69
3.2.4.4. Böden der Gebirgswaldsteppe.....	70
3.2.4.5. Böden in der Trockensteppe.....	72
3.2.4.6. Böden in der Halbwüste.....	72
3.2.5. Differenzierung des Bodenfeuchteregimes.....	74
3.2.5.1. Überblick	74
3.2.5.2. Die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte.....	75
3.2.5.3. Die zeitliche Variabilität der Bodenfeuchte	76
3.2.6. Die Landschaftsökologische Catena.....	81
3.2.6.1. Die alpine Stufe.....	84
3.2.6.2. Die Gebirgswaldsteppe.....	86
3.2.6.3. Die Trockensteppe.....	90
3.2.6.4. Die Halbwüste.....	92
4. Zeit-Verhaltens-Modelle.....	95
4.1. Vorüberlegungen.....	95
4.2. Clusteranalyse.....	95
4.2.1. Einführung.....	95
4.2.1.1. Ähnlichkeits- und Distanzmaße	96
4.2.2. Bestimmung der Clusterparameter	96
4.2.3. Wahl der Cluster-Algorithmen.....	98
4.2.3.1. Vergleich der agglomerativen Clusterverfahren.....	98
4.2.3.2. Bestimmung der optimalen Clusterzahl	100
4.2.3.3. Vergleich der Clusterhäufigkeiten	101
4.2.3.4. Durchführung der Clusteranalyse	102
4.2.3.5. Optimierung der Clusterung.....	102
4.3. Interpretation der Ergebnisse	105
4.3.1. Ansatz	105
4.3.2. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 9	107
4.3.3. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 8	111
4.3.4. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 7	113

4.3.5. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 6	116
4.3.6. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 5	120
4.3.7. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 3	124
4.3.8. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 2	127
4.3.9. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 1	130
4.3.2. Vergleich der landschaftlichen Zustandsformen	134
5. Diskussion der Ergebnisse	138
5.1. Der globale Temperaturanstieg und dessen Widerspiegelung im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen	138
5.2. Der landschaftliche Energie- und Stoffhaushalt und die landschaftlichen Zustandsformen im Sommer 1998	143
5.3. Degradation von Landschaften unter Trockenstress durch unangepasste Nutzung	148
5.3.1. Die Situation im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen	148
5.3.2. Ansätze für den Schutz, die Pflege und die Entwicklung der Landschaften des westlichen Uvs-Nuur-Beckens und seiner Randgebirge	150
6. Zusammenfassung	152
Literaturverzeichnis	155
Anhang	160
Danksagung	168
Erklärung	169

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Degradation von Weideland in der Mongolei	17
Tabelle 2:	Gerätetechnische Ausstattung der Stationen.....	22
Tabelle 3:	Das Bodenwassermessprogramm 1998 im Überblick	24
Tabelle 4:	Tägliche Messwerte der meteorologischen Station Ulaangom	24
Tabelle 5:	Vegetationszonen der Mongolei.....	27
Tabelle 6:	Strahlungssummen (Mittel der Jahre 1943-1996) an der Station Ulaangom	33
Tabelle 7:	Summen der Nettostrahlung (1992-1999) an der Station Ulaangom.....	34
Tabelle 8:	30-jährige Monatsmitteltemperaturen an der Station Ulaangom.....	36
Tabelle 9:	10-jährige Monatsmitteltemperaturen an der Station Ulaangom.....	36
Tabelle 10:	5-jährige Monatsmitteltemperaturen an der Station Ulaangom.....	37
Tabelle 11:	Jahresmittel der Temperaturen und Jahressummen des Niederschlags 1991-2000 in Ulaangom.....	41
Tabelle 12:	Messstationen im Untersuchungsgebiet	45
Tabelle 13:	Klimatische Höhengliederung auf dem Transsekt.....	46
Tabelle 14:	Mitteltemperaturen der Sommermonate an der Station Ulaangom.....	47
Tabelle 15:	Mittlere Energiestromdichte der Globalstrahlung	48
Tabelle 16:	Mittlere Energiestromdichte der Nettostrahlung und Anteil an der Global- strahlung an den Stationen S 2 und S 9 in den Dekaden III.6. bis I.9 1998.....	49
Tabelle 17:	Mittelwerte der Lufttemperaturen während der Messperioden 1998 und 1999	50
Tabelle 18:	Temperaturen im Dekadenmittel für den Messzeitraum vom 23.06.-08.09. in den Jahren 1998 und 1999	51
Tabelle 19:	Niederschlagssumme, Niederschlagstage, höchster Tagesniederschlag während des Untersuchungszeitraumes.....	52
Tabelle 20:	Vergleich von Niederschlagssummen an den Stationen S 6 und S 7.....	52
Tabelle 21:	Bedeutende Niederschlagsereignisse im Sommer 1998	54
Tabelle 22:	Monatsmittel des Dampfdrucks.....	54
Tabelle 23:	Potenzielle Verdunstung nach WENDLING im Juli/August 1998 und 1999.....	57
Tabelle 24:	Vertikaler Temperaturgradient zwischen den Bergstationen S 5, S 6 und S 8 und der Station S 3	57
Tabelle 25:	Vertikaler Temperaturgradient zwischen den Bergstationen S 5, S 6 und S 8.....	58
Tabelle 26:	Vergleich von Messwerten bei Strahlungswetter an den Stationen S 1 und S 5 (04.07.-12.07.1998)	58

Tabelle 27: Vergleich von Messwerten bei Frontendurchgang an den Stationen S 1 und S 5 (26.07.-03.08.1998)	59
Tabelle 28: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagessummen der Niederschläge während der Beobachtungsperiode 1998	60
Tabelle 29: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagesmittel der Luftfeuchte während der Beobachtungsperiode 1998	61
Tabelle 30: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagesmittel der Lufttemperatur während der Beobachtungsperiode 1998	61
Tabelle 31: Lineare Korrelationskoeffizienten von thermischen und hygri-schen Tagesmittelwerten für die Zeit vom 20.07.1998 bis zum 09.09.1998.....	62
Tabelle 32: Höhenstufen der Vegetation auf dem Transsekt.....	63
Tabelle 33: Abfolge der Bodentypen auf dem Transsekt.....	67
Tabelle 34: Merkmale eines Gelic Leptosols am Gipfel des Khukh Uul.....	70
Tabelle 35: Merkmale eines Chernozems unterhalb des Khukh Uul	70
Tabelle 36: Merkmale eines Parachernozems in den höheren Lagen der Lärchenwälder.....	71
Tabelle 37: Merkmale eines dunklen Kastanozems in den unteren Lagen der Waldgebiete	71
Tabelle 38: Merkmale eines mittleren Kastanozems in der Gebirgssteppe	72
Tabelle 39: Merkmale eines hellen Kastanozems in der Trockensteppe.....	72
Tabelle 40: Merkmale eines Burozems in der Halbwüste	73
Tabelle 41: Merkmale eines Solonchaks in der Halbwüste	73
Tabelle 42: Korngrößenzusammensetzung und Porenvolumen des Bodens an den Messpunkten S 1, S 2, S 3 und S 5	74
Tabelle 43: Bodenfeuchteregime auf dem Transsekt	75
Tabelle 44: Mittlere Bodenfeuchte, Niederschlagssummen und potenzielle Verdunstung während des Sommers 1998 an den Stationen S 1, S 2, S 3, S 5 und S 7	76
Tabelle 45: Bodenfeuchtwerte anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 7 im Sommer 1998	78
Tabelle 46: Gruppierung der gemessenen Parameter an den Stationen nach ihren Hauptkomponentenladungen	97
Tabelle 47: Clusterzahl bei Distanzsprüngen für alle Stationen	102
Tabelle 48: Umverteilung bei Average Linkage nach der Clusterzentrenanalyse.....	103
Tabelle 49: Umverteilung bei Complete Linkage nach der Clusterzentrenanalyse.....	104
Tabelle 50: Interpretationsrahmen zur Kennzeichnung der Beziehungen zwischen Temperatur und Niederschlag und dem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz in Boden und Pflanze	105
Tabelle 51: Allgemeine Merkmale landschaftlicher Zustandsformen am Westrand des Kharkhiraa und des Uvs-Nuur-Beckens.....	106

Tabelle 52: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 9	107
Tabelle 53: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 9	109
Tabelle 54: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 8	111
Tabelle 55: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 7	113
Tabelle 56: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 7	114
Tabelle 57: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 6	116
Tabelle 58: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 6	118
Tabelle 59: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 5	120
Tabelle 60: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 5	122
Tabelle 61: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 3	125
Tabelle 62: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 3	125
Tabelle 63: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 2	127
Tabelle 64: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 2	129
Tabelle 65: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 1	132
Tabelle 66: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 1	132
Tabelle 67: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im Juni 1998	134
Tabelle 68: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im Juli 1998	135
Tabelle 69: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im August 1998	135
Tabelle 70: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im September 1998	136
Tabelle 71: Übersicht über landschaftliche Zustandsformen im Sommer 1998	137
Tabelle 72: Beziehungen zwischen Temperatur und Niederschlag und den landschaftlichen Zustandsformen im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seiner Gebirgsumrandung	143
Tabelle 1A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 9	160
Tabelle 2A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 8	161
Tabelle 3A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 7	162
Tabelle 4A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 6	163
Tabelle 5A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 5	164
Tabelle 6A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 3	165
Tabelle 7A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 2	166
Tabelle 8A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 1	167

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Veränderung der globalen Mitteltemperaturen 1860-1998.....	12
Abbildung 2:	Räumliche Differenzierung der Veränderung globaler Sommer- temperaturen 1969-1996	13
Abbildung 3:	Szenarium zur Veränderung globaler Mitteltemperaturen bei Verdopplung der CO ₂ -Konzentration in der Atmosphäre bis 2050	14
Abbildung 4:	Das Aimag-Zentrum Ulaangom (Nordwest-Mongolei) in der Trockensteppe.....	14
Abbildung 5:	Der Turgen-Kharkhiraa-Gebirgskomplex am Westrand des Uvs-Nuur- Beckens (Nordwest-Mongolei)	15
Abbildung 6:	Überweidete Trockensteppe im Uvs-Nuur-Becken (Nordwest-Mongolei)	16
Abbildung 7:	Pistenverlauf in der Trockensteppe am Rand des Uvs-Nuur-Beckens (Nordwest-Mongolei)	17
Abbildung 8:	Die anthropogen induzierte Bodendegradation der Erde und ihre Intensität.....	18
Abbildung 9:	Das Untersuchungsgebiet mit dem Uvs-Nuur-Becken und dessen Randgebirgen.....	20
Abbildung 10:	Die Messstation S 9 auf dem Gipfel des Khukh Uul.....	23
Abbildung 11:	Naturräume im zentralen und im westlichen Teil der Mongolei.....	26
Abbildung 12:	Vorläufige Seespiegelstandskurve des Uvs Nuur	30
Abbildung 13:	Glazialzyklus und Entwicklung des Uvs-Nuur-Beckens	31
Abbildung 14:	Klimadiagramm der Station Ulaangom (1943-2000) nach WALTER u. LIETH (1960-1967)	32
Abbildung 15:	Vergleich der 30-jährigen Monatsmitteltemperaturen an der Station Ulaangom	35
Abbildung 16:	Jahresmitteltemperaturen an der Station Ulaangom 1943-2000.....	35
Abbildung 17:	Mittlere monatliche Niederschlagssummen an der Station Ulaangom (1943-2000).....	37
Abbildung 18:	Niederschlagssummen und Anteil der sommerlichen Niederschläge an der Station Ulaangom.....	38
Abbildung 19:	Mittlerer Jahresniederschlag und 30-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom.....	39
Abbildung 20:	10-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom.....	39
Abbildung 21:	5-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom.....	40
Abbildung 22:	Regenschauer im Uvs-Nuur-Becken	40

Abbildung 23:	Niederschlagssumme und Anteil der sommerlichen Niederschläge in Durchschnitts-, Trocken- und Feuchtejahren an der Station Ulaangom.....	41
Abbildung 24:	Geglätteter Verlauf der Lufttemperaturabweichungen 1973-1992 auf den Festlandsflächen der Nordhalbkugel vom langjährigen Mittel 1951-1980	42
Abbildung 25:	Verlauf der Lufttemperaturabweichungen 1973-1992 vom langjährigen Mittel 1952-1980 der Station Ulaangom	43
Abbildung 26:	Lage der Messstationen S 5 bis S 9 des Transsektiv	44
Abbildung 27:	Karte des Transsektiv.....	45
Abbildung 28:	Niederschlag an der Station Ulaangom 1997, 1998 und 1999.....	47
Abbildung 29:	Extrema der Lufttemperaturen (2 m) an den Stationen S 1 und S 2 während der Messperiode 1998	50
Abbildung 30:	Dekadensummen der Sommerniederschläge 1998	53
Abbildung 31:	Dekadensummen der Sommerniederschläge 1999	53
Abbildung 32:	Monatsmittel der relativen Luftfeuchte.....	55
Abbildung 33:	Tagesgang des Dampfdrucks an der Station S 1 am 08.-09.07.1999.....	55
Abbildung 34:	Abfolge der Vegetationseinheiten im Untersuchungsgebiet.....	63
Abbildung 35:	Fußfläche vor dem Turgen-Kharkhiraa-Gebirge. Im Hintergrund das proximale Pediment, im Vordergrund das distale Pediment.....	67
Abbildung 36:	Verbreitung der Schwemmfächer zwischen Turgen-Kharkhiraa-Gebirge und Uvs Nuur.....	68
Abbildung 37:	Hohlformen und Strandwälle in der See-Ebene	69
Abbildung 38:	Niederschlag, potenzielle Verdunstung und Bodenfeuchtegang anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 3 im Sommer 1998	77
Abbildung 39:	Niederschläge und Bodenfeuchtwerte anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 5 im Sommer 1998	79
Abbildung 40:	Niederschläge und Bodenfeuchtwerte anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 2 im Sommer 1998	80
Abbildung 41:	Niederschläge, Grundwasserflurabstände und Bodenfeuchtwerte anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 1 im Sommer 1998	81
Abbildung 42:	Landschaftsökologische Catena vom Gipfel des Khukh Uul bis zum Uvs Nuur.....	82
Abbildung 43:	Mittlere Luft- und Bodentemperaturen an den Messpunkten im Sommer 1998	83
Abbildung 44:	Niederschlagssummen und Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung an den Messpunkten im Sommer 1998	83
Abbildung 45:	Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 9.....	85
Abbildung 46:	Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 8.....	86
Abbildung 47:	Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 7.....	87

Abbildung 48: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 6.....	87
Abbildung 49: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 5.....	89
Abbildung 50: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 3.....	91
Abbildung 51: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 2.....	93
Abbildung 52: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 1.....	94
Abbildung 53: Distanzsprünge beim Complete-Linkage- und beim Ward-Verfahren (Station S 3).....	100
Abbildung 54: Häufigkeitsverteilung verschiedener Clustermethoden (Station S 3)	101
Abbildung 55: Häufigkeitsverteilung der optimierten Cluster nach Average Linkage	103
Abbildung 56: Häufigkeitsverteilung der optimierten Cluster nach Complete Linkage	104
Abbildung 57: Witterungsklimatische Parameter der Station S 9	108
Abbildung 58: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 9.....	110
Abbildung 59: Witterungsklimatische Parameter der Station S 8	111
Abbildung 60: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 8.....	112
Abbildung 61: Witterungsklimatische Parameter der Station S 7	114
Abbildung 62: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 7.....	115
Abbildung 63: Witterungsklimatische Parameter der Station S 6	117
Abbildung 64: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 6.....	119
Abbildung 65: Witterungsklimatische Parameter der Station S 5	121
Abbildung 66: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 5.....	123
Abbildung 67: Witterungsklimatische Parameter der Station S 3	124
Abbildung 68: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 3.....	126
Abbildung 69: Witterungsklimatische Parameter der Station S 2	128
Abbildung 70: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 2.....	130
Abbildung 71: Witterungsklimatische Parameter der Station S 1	131
Abbildung 72: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 1.....	133
Abbildung 73: Globale Jahresmitteltemperaturen 1945-1975	139
Abbildung 74: Jahresmitteltemperaturen 1945-1975 an der Station Ulaangom.....	139
Abbildung 75: Globale Jahresmitteltemperaturen 1976-1998	140

Abbildung 76: Jahresmitteltemperaturen 1976-2000 an der Station Ulaangom.....	140
Abbildung 77: Sommerliche Mitteltemperaturen 1943-2000 an der Station Ulaangom.....	141
Abbildung 78: Entwicklung der winterlichen Mitteltemperaturen 1943-1975 an der Station Ulaangom	142
Abbildung 79: Entwicklung der winterlichen Mitteltemperaturen 1976-2000 an der Station Ulaangom	142
Abbildung 80: Andauer der Zustandsformen von Landschaften am Westrand des Uvs Nuur und am Randabfall des Kharkhiraa im Sommer 1998.....	144
Abbildung 81: Andauer der Zustandsform C 3 im Sommer 1998	145
Abbildung 82: Andauer der Zustandsformen C 1-C 3 im Sommer 1998	146
Abbildung 83: Andauer der Zustandsgruppe B im Sommer 1998	147

1. Problemstellung

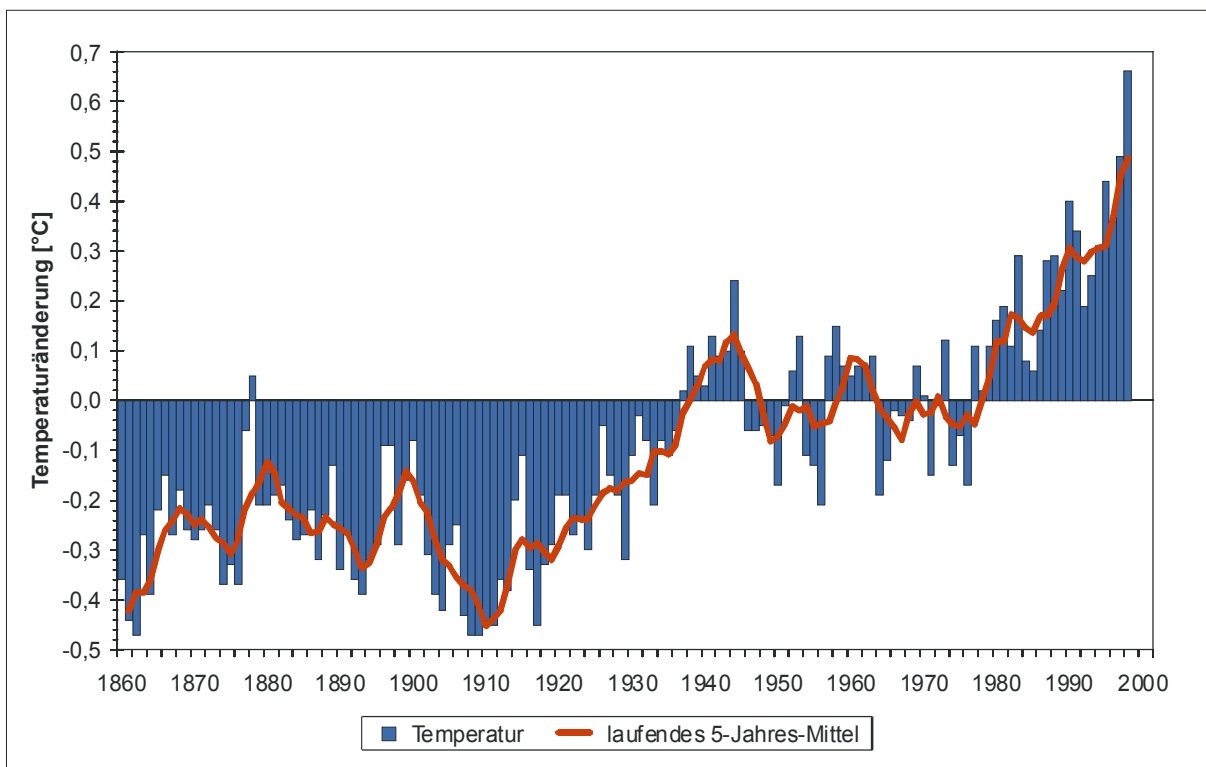
Landschaftszustand und Landschaftsentwicklung werden durch funktionale Zusammenhänge zwischen dem naturbedingten Energie- und Stoffhaushalt und den Auswirkungen der Landnutzung geprägt. Aus geoökologischer Sicht interessieren dabei vor allem die Art und das Ausmaß dieser Beziehungen unter Berücksichtigung des lokalen und regionalen Bedingungsgefüges.

In Trockengebieten wie der Nordwest-Mongolei ist zu erwarten, dass heute vor allem die Auswirkungen des globalen Anstieges der bodennahen Temperaturen den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung bestimmen. Die Gefahr besteht, dass mit zunehmender Erwärmung das Regenerationsvermögen der Vegetationsdecke erheblich eingeschränkt wird. Die Vegetationsdecke kann dann durch eine unangepasste Landnutzung stark geschädigt und schließlich völlig zerstört werden. Bodenfunktionen werden beeinträchtigt oder gehen verloren. Naturprozesse und anthropogene Einwirkungen greifen ineinander und führen zur Landschaftsdegradation (MENSCHING u. SEUFFERT 2001) sowie zur Desertifikation.

1.1. Globale Erwärmung und Trockenstress

Temperaturerhöhungen sind im globalen Rahmen unbestritten. Es ist auch offenkundig, dass für die weltweite Erwärmung nicht allein die Variabilität der Solarstrahlung sondern auch die vor allem vom Menschen produzierten Treibhausgase verantwortlich sind (HOUGHTON 1997). Wie sich die globale Erwärmung jedoch regional und lokal auswirkt, bleibt vielerorts noch offen. Auch in der Nordwest-Mongolei ist zu fragen, inwieweit sich hier Prozesse der globalen Erwärmung im landschaftlichen Stoffhaushalt abzeichnen, ob Probleme der Landschaftsdegradation und Desertifikation damit verbunden sind und welche Problemlösungen es gibt.

Abbildung 1: Veränderung der globalen Mitteltemperaturen 1860-1998 (nach KASANG u. CUBASCH 2000)

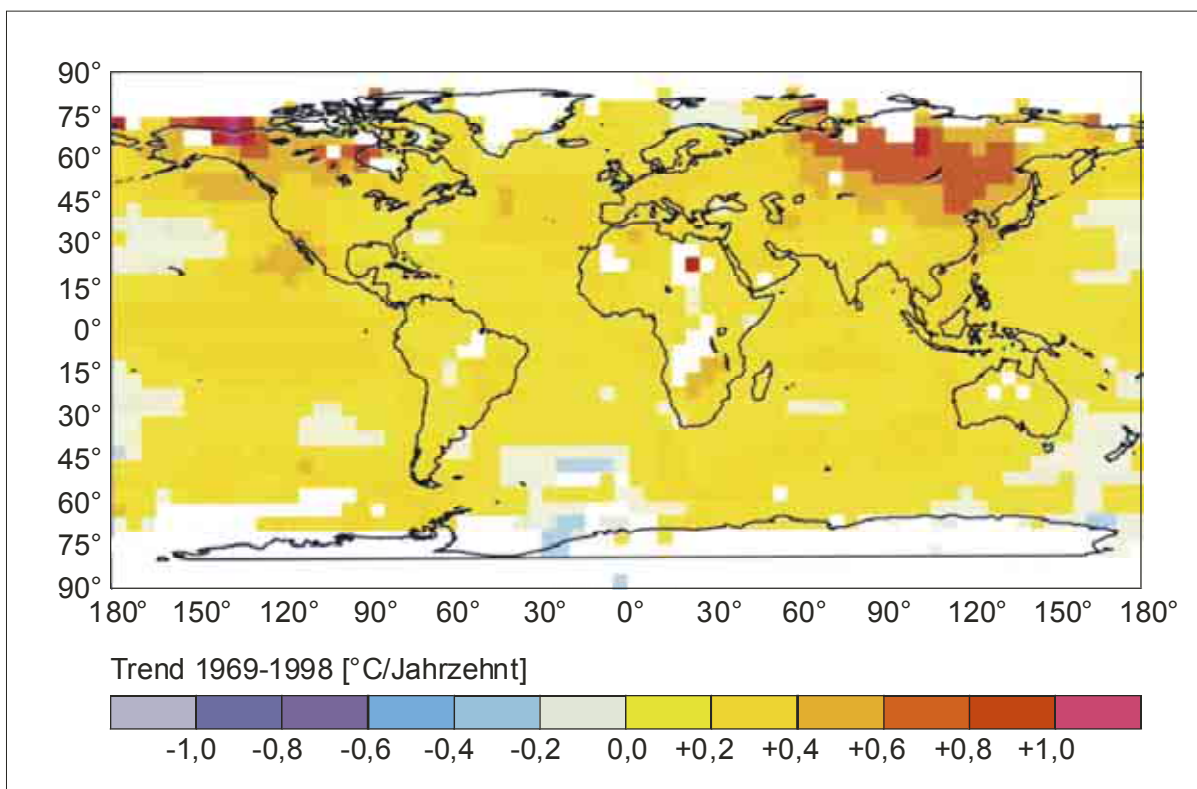


Die globalen Mitteltemperaturen sind im 20. Jahrhundert in zwei Phasen angestiegen (KASANG u. CUBASCH 2000): von 1910 bis Mitte der 1940er Jahre und von 1975 bis zum Ende

des Jahrhunderts. Dazwischen liegen 30 Jahre, in denen kein derartiger Trend zu beobachten ist (Abb. 1).

Betrachtet man diese Entwicklung auf der Süd- und auf der Nordhalbkugel, dann wird deutlich, dass vor allem die Temperaturentwicklung der nördlichen Hemisphäre diesen mehrphasigen Anstieg bestimmt (WINNIKOW, GROISMAN u. LAGUNA 1994). Hierbei wirkt sich der hohe Anteil an Festlandsflächen aus, da die globale Erwärmung auf dem Festland schneller voran schreitet als auf dem Weltmeer. Nord- und Ostasien, einschließlich der Mongolei, sind davon besonders betroffen (Abb. 2).

Abbildung 2: Räumliche Differenzierung der Veränderung globaler Sommertemperaturen 1969-1996 (nach KASANG u. CUBASCH 2000)



Für die Mongolei wird in der globalen Übersicht für den Zeitraum von 1969 bis 1997 ein Anstieg der Sommertemperaturen von ca. 0,6 K ausgewiesen. Dies entspricht etwa dem vom Meteorological Office UK angeführten Wert von $>0,5$ K für die Veränderung des Temperaturmittels zwischen den Zeiträumen 1951-1980 und 1981-1990 (HOUGHTON 1997). Dieser Wert liegt deutlich über dem globalen Durchschnitt.

Die Mongolei gehört zu den Regionen, in denen ein relativ hoher Anstieg des Temperaturmittels erwartet werden kann (Abb. 3). Im Modell des PIK sind es 3-4 K, um die sich das Temperaturmittel in der Mongolei bei Verdopplung der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre bis Mitte dieses Jahrhunderts erhöhen könnte. Das Meteorological Office UK berechnet in einem anderen Modell unter den gleichen Randbedingungen 2-4 K (HOUGHTON 1997). In beiden Fällen würde der Temperaturanstieg über dem global zu erwartenden Mittel von etwa 2 K (KASANG u. CUBASCH 2000) liegen.

Vor diesem Hintergrund ist es bei einer Untersuchung des Einflusses von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung in der Nordwest-Mongolei zu überprüfen, ob der für das vergangene Jahrhundert global ermittelte Temperaturanstieg sich in lokalen Klimadaten widerspiegelt. Wenn das der Fall ist, stellen sich zwei Fragen: Wie verändert sich der landschaftliche Energie- und Stoffhaushalt? Was bedeutet das für die Existenzbedingungen der dort lebenden Menschen (Abb. 4)?

Abbildung 3: Szenarium zur Veränderung globaler Mitteltemperaturen bei Verdoppelung der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre bis 2050 (nach POTS-DAM INSTITUT FÜR KLIMAFOLGENFORSCHUNG PIK 1993)

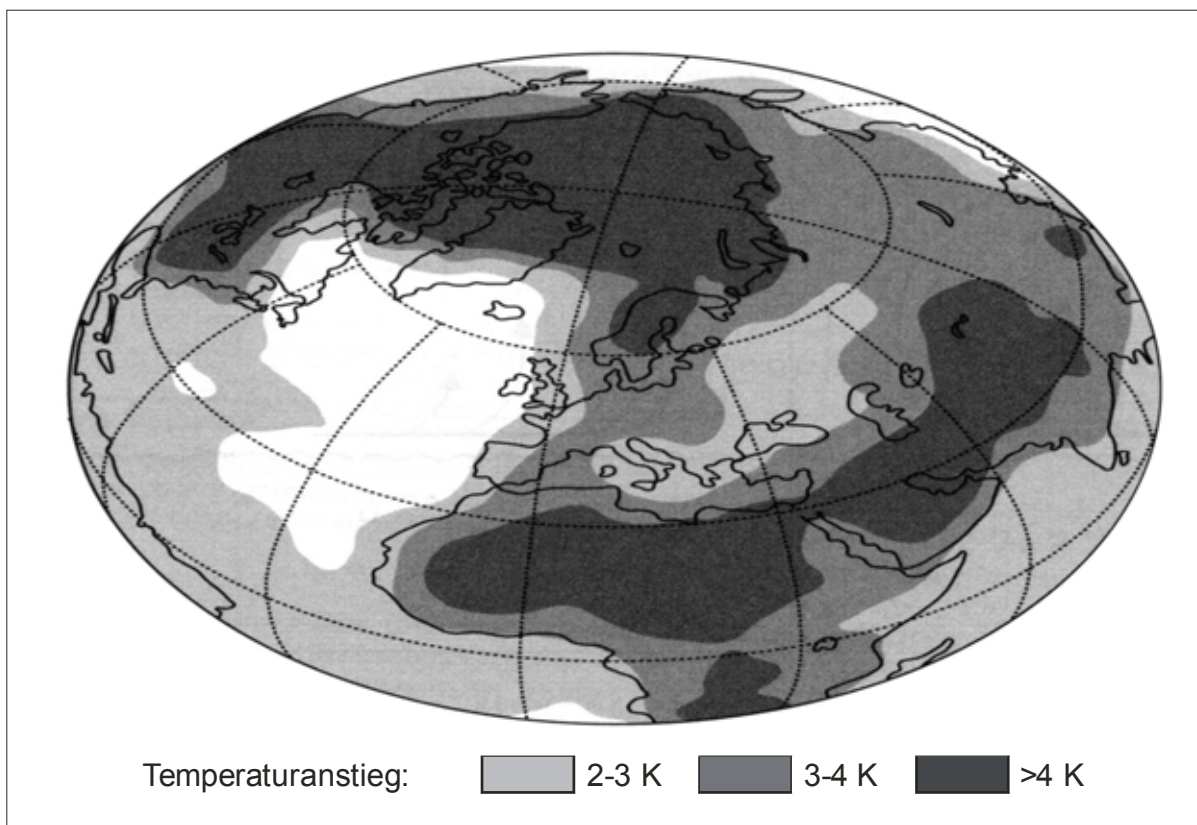


Abbildung 4: Das Aimag-Zentrum Ulaangom in der Trockensteppe. Im Hintergrund Halbwüste und der See Uvs Nuur (Blickrichtung ENE)



Diese Fragen lassen sich weiter untersetzen: Steppen und Halbwüsten sind die beherrschenden Landschaften der Becken und Senken. Die gras- und krautreiche Vegetationsdecke der Steppen besteht vor allem aus Hemikryptophyten, die an der Bodenoberfläche oder im Boden überwintern und unter einer Schneedecke kaum Kältestress erleiden. Umso größer ist ihre Gefährdung durch sommerlichen Trockenstress. Erschöpft sich ihr beträchtliches Anpassungsvermögen an variierende Niederschläge, wenn mit dem Anstieg der Temperaturen ein steigender Wasserentzug durch Verdunstung einhergeht? Ziehen sich die Sträucher und Halbsträucher in den angrenzenden Halbwüsten – bisher gegen Trockenstress weitgehend resistente Chamaephyten – an die Stellen zurück, an denen Grundwasser in Oberflächennähe erreichbar ist? Wächst im Offenland die Gefahr der Bodenerosion? Kommt es zur Desertifikation?

Abbildung 5: Der Turgen-Kharkhiraa-Gebirgskomplex am Westrand des Uvs-Nuur-Beckens. Im Vordergrund Trockensteppe, im Hintergrund Gebirgswaldsteppe, darüber die alpine Höhenstufe (Blickrichtung WSW)



In den Gebirgen der Umgebung des Uvs Nuur dominieren Gebirgssteppe und Gebirgswald, darüber schließt sich in der alpinen Höhenstufe Bergtundra an (Abb. 5). Es stellt sich die Frage, ob die Waldbestände und die alpinen Matten bei steigenden Mitteltemperaturen in gleicher Weise durch Trockenstress belastet werden wie die Steppenpflanzen. Die Regenerationsraten der mongolischen Lärchenwälder sind in den vergangenen 100 Jahren angestiegen (TRETER 1999). Zu ähnlichen Ergebnissen führen Baumringmessungen in Sibirien (NEGENDANK et al. 2002). Das weist auf eine kontinuierlich gute Wasserversorgung hin. Ist sie bei immer heißer werdenden Sommern weiter gewährleistet? Wie beeinflusst der Temperaturanstieg in der alpinen Stufe den Dauerfrost im Untergrund?

1.2. Überweidung und Degradation der Landschaften

Beim Versuch, Fragen zur Veränderung des landschaftliche Energie- und Stoffhaushaltes im Nordwesten der Mongolei zu beantworten, darf der Einfluss der Landnutzung nicht unberücksichtigt bleiben. Mobile Tierhaltung in den Steppen (Nomadismus) bestimmt seit mehreren tausend Jahren das traditionelle Leben der Mongolen. Die traditionellen Hütegemein-

schaften wirtschaften seit dem Zusammenbruch des Sozialismus wieder für sich allein und nicht mehr im Rahmen von Agrarkollektiven. Dort waren die saisonalen Wanderungen zwischen den verschiedenen Weideplätzen bereits vor 1990 zurückgegangen. Die Erreichbarkeit von infrastrukturellen Einrichtungen (Krankenstationen, Schulen, Läden) gewann an Bedeutung. Diese Entwicklung hat sich fortgesetzt. Unter den marktwirtschaftlichen Bedingungen wird die Nähe zu Handelsplätzen gesucht. In Verbindung damit haben wachsende Transportkosten (den Lastwagen der Agrarvereinigung bekam man für den Wechsel zu einem anderen Weideplatz unentgeltlich, heute muss man ihn mieten) und eine inzwischen als notwendig erachtete Bewachung der nunmehr privaten Stallungen dazu geführt, dass vor allem Familien mit kleineren Herden noch weniger oft und noch weniger weit wandern (MÜLLER u. JANZEN 1997). Existenzielle wirtschaftliche Sachzwänge nötigen sie, die zu erwartende Degradation der Weideflächen (Abb. 6) in Kauf zu nehmen.

Abbildung 6: Überweidete Trockensteppe im Uvs-Nuur-Becken



Während dieser Entwicklung ist der nationale Viehbestand, der über Jahrzehnte konstant bei etwa 20 Mio. Tieren lag, seit Beginn der 90er Jahre stark angestiegen. Er betrug Ende 1998 knapp 33 Mio. Stück (BATKHISHIG 2000). Das traditionelle Bestandsverhältnis der klassischen mongolischen Tierarten Kamel, Pferd, Rind (inkl. Yak), Schaf und Ziege hat sich in dieser Zeit zugunsten der Ziegen und zuungunsten der Kamele verschoben. Der Bestand an Kamelen sank im Zeitraum von 1989 bis 1998 um knapp die Hälfte, der Bestand an Ziegen hat sich im gleichen Zeitraum auf Grund der hohen Preise für Kaschmirwolle mehr als verdoppelt. Ziegen weiden, wenn sie nicht weiter getrieben werden, die Grasdecke fast völlig ab. So ist zu erwarten, dass der gegenwärtige Trend zur Verminderung der Mobilität der Tierhaltung, verbunden mit steigenden Viehzahlen, höheren Anteilen an Ziegen und nachlassender Wanderungen der Herden (ARAKCHAA et al. 1996), die bisher registrierten Schäden durch Überweidung erhöhen wird (Tab. 1).

Tabelle 1: Degradation von Weideland in der Mongolei

	Ertrag an Trockenmasse [t/ha]	
	semi-arid	arid
1970	0,32	0,15
1980	0,28	0,12
1990	0,23	0,10

Quelle: MINISTRY FOR NATURE AND THE ENVIRONMENT (1997)

Mangelnde Erträge auf Grasland können zur völligen Aufgabe der Beweidung führen. Zwischen 1970 und 1994 betraf das knapp 7 Mio. ha. Hinzu kommen 800.000 ha bis 1 Mio. ha Flächen (BASTIAN 2000), auf denen das Gras niedergefahren wurde. In der Steppe existiert größtenteils kein funktionierendes Straßennetz, und die scheinbar chaotische Ansammlung unbefestigter Pisten verursacht schwere Schäden an Böden und Pflanzendecke. Zum einen kommt es auf vielbefahrenen Routen häufig vor, dass stark aufgewühlte Abschnitte umsteuert werden und sich die „Fahrbahn“ so allmählich verbreitert (Abb. 7), zum anderen werden im Bedarfsfall ständig und unkontrolliert neue individuelle Verbindungswege angelegt.

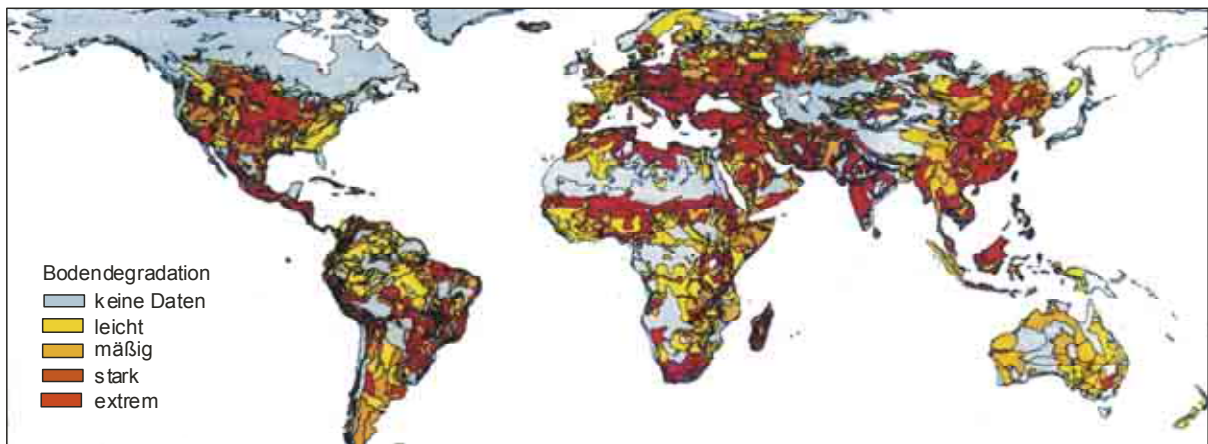
Abbildung 7: Pistenverlauf in der Trockensteppe am Rand des Uvs-Nuur-Beckens



Der Verlust an Weideland hat den Druck auf die verbleibenden Weideflächen weiter erhöht. Heute sind ca. 42 Mio. ha des mongolischen Weidelandes – etwa ein Drittel – degradiert (MINISTRY FOR NATURE AND THE ENVIRONMENT 1997). In erster Linie umfasst das Flächen im Einzugsbereich von Siedlungen und administrativen Zentren. Im Gegensatz dazu kann man in Siedlungserferne, so an den Provinzgrenzen (Grenzen der Aimags), noch Bereiche mit nahezu unberührten Vegetationskomplexen vorfinden (GUNIN et al. 1999).

Die naturbedingte Prädisposition zur Degradation der mongolischen Steppen und Halbwüsten hat offensichtlich in den letzten Jahren zugenommen, ihre anthropogene Verstärkung ebenfalls. Die Frage ist nun: Welches Ausmaß hat die Schädigung des Weidelandes im Nordwesten der Mongolei angenommen? Ist es nachzuvollziehen, dass bei einer globalen Einschätzung der Bodendegradation durch das International Soil Reference and Information Centre (ISRIC) in Wageningen die Böden in den Becken und Senken der Nordwest-Mongolei als stark oder extrem gefährdet eingestuft wurden (Abb. 8)?

Abbildung 8: Die anthropogen induzierte Bodendegradation der Erde und ihre Intensität (OLDEMAN et al. 1991)



Wenn dies zutrifft, müsste die Degradation der Böden eng mit einer Degradierung der aktuellen Vegetation in den Weidegebieten verbunden sein, die sich nicht nur in der Verarmung des Artenbestandes und der Minderung der Wuchsleistung, sondern auch in der Abnahme des Deckungsgrades der Vegetation und in der Zerstörung der Bodenoberfläche äußert. Zu prüfen wäre: Wo und in welchem Ausmaß ist das im Grasland der Fall? Werden auch Gebiete außerhalb des Graslandes degradiert? Wie weit sind Merkmale der Bodenerosion verbreitet?

Dabei muss man berücksichtigen, dass im Nordwesten der Mongolei die Steppen und Halbwüsten des Uvs-Nuur-Beckens einschließlich der Gebirgssteppen und -wälder ihrer westlichen Umgebung seit 1997 als Biosphärenreservat ausgewiesen worden sind. Dessen Kernzone, die unmittelbare Umgebung des Salzsees Uvs Nuur, ist zum Naturschutzgebiet erklärt worden. Dies ist ein Bestandteil des „Mongolischen Aktionsplanes für das 21. Jahrhundert (MAP 21)“, der eine Vielzahl von Prinzipien und Projekten zum Umwelt- und Naturschutz enthält (BASTIAN 2000). In diesem Zusammenhang ist vom Mongolischen Parlament neben anderen Umweltgesetzen auch das Gesetz über die Schutzgebiete verabschiedet worden. Allerdings wurde es recht allgemein gehalten und auf die Möglichkeiten des Landes wenig abgestimmt (SOMMER 1999). Hinzu kommt, dass die Kenntnis der Gesetze bei der Verwaltung und deren Akzeptanz bei der Bevölkerung wenig ausgeprägt sind (GREIFENHAGEN 2001). Ihre Umsetzung, auch in Bezug auf die nachhaltige Entwicklung von Reservaten, steckt erst in den Anfängen.

1.3. Untersuchungsaufgaben

Bündelt man die oben genannten Fragen, dann ergeben sich drei Themenkomplexe, die zu untersuchen sind:

- die Widerspiegelung des globalen Temperaturanstieges im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen,
- die Veränderungen des landschaftlichen Energie- und Stoffhaushaltes durch einen regionalen und lokalen Temperaturanstieg und der dabei ausgelöste Trockenstress,
- die Erhöhung der naturbedingten Prädisposition zur Degradation von Landschaften unter Trockenstress durch unangepasste Nutzung.

Diese Themen wurden im Rahmen eines zeitlich auf drei Jahre begrenzten DFG-Forschungsprojektes zu Klimamessungen und Klimamodellierungen als Mittel zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik im Uvs-Nuur-Becken aufgegriffen und bearbeitet. Dabei war es nicht möglich, allen Aspekten der Problemstellung mit gleicher Intensität nachzugehen.

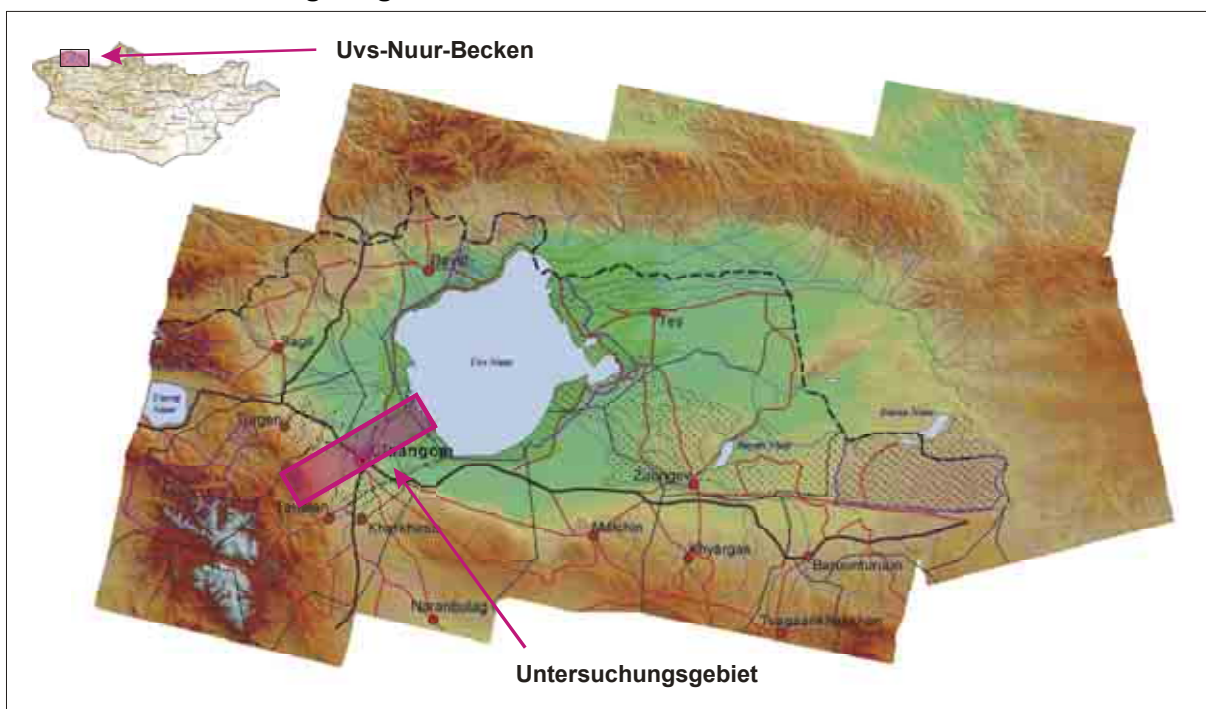
Die vorliegende Arbeit setzt sich deshalb vorrangig mit den beiden erstgenannten Themenkomplexen auseinander, allerdings ohne die letztgenannte Problematik außer Acht zu lassen.

Dabei fließen die Ergebnisse ein, die während der Jahre 1995 bis 2000 in einem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Programm zur Untersuchung der paläographischen und biosphärischen Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken von Projektgruppen der Geographischen Institute der Universitäten Erlangen (Leitung und Gesamtverantwortung für das Programm: Prof. TRETER), Göttingen (Leitung Prof. LEHMKUHL), Mainz (Leitung: Prof. GRUNERT), Berlin (Leitung: Prof. WALTHER), Leipzig (Leitung: Prof. OPP) und Potsdam (s.u.) sowie der Sächsischen Akademie der Wissenschaften (Leitung: Dr. HORN) erbracht worden sind. Darüber hinaus konnten das Fachwissen und die Lokalkenntnisse von Mitarbeitern der Mongolischen Akademie der Wissenschaften genutzt werden, die an diesem Gemeinschaftsprogramm beteiligt waren.

2. Die Forschungsaufgabe Klimamessungen und Klimamodellierungen

Im Rahmen des interdisziplinären Forschungsprogramms „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden unter dem Thema „Klimamessungen und Klimamodellierungen als Determinanten zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik an Stationären im Uvs-Nuur-Becken/Nordmongolei“ (Förderkennzeichen Kr 1196/3) vom Institut für Geoökologie der Universität Potsdam in den Jahren 1997-2000 Untersuchungen zum Einfluss von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinem Gebirgsrand durchgeführt (Abb. 9).

Abbildung 9: Das Untersuchungsgebiet mit dem Uvs-Nuur-Becken und dessen Randgebirgen



An diesen Untersuchungen waren unter Leitung von PD Dr. W. KRÜGER zwei Mitarbeiter des Institutes für Geoökologie der Universität Potsdam und 6 Diplomanden sowie 10 Studenten beteiligt. Unterstützt wurden die Feldarbeiten von zwei Mitarbeitern und zwei Kraftfahrern des Institutes für Geographie und Geoökologie der Mongolischen Akademie der Wissenschaften.

2.1. Ziele

Die übergeordneten Ziele des Forschungsprojektes zu den paläographischen und biosphärischen Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken bestanden in (TRETER 1999):

- der Aufklärung der Landschaftsentwicklung seit dem jüngeren Pliozän und der rezenten Landschaftsdynamik des Uvs-Nuur-Beckens und seiner angrenzenden Gebiete,
- der Erfassung und Inventarisierung der substanziellen Bestandteile und Prozesse von Ökosystemen und Landschaftsteilen,

- der Erfassung und Kennzeichnung von Singularitäten und Regelmäßigkeiten ihrer räumlichen Anordnung und Verbreitung,
- der Erfassung und Bewertung nutzungsbedingter Veränderungen von Ökosystemen und Landschaftsteilen,
- der Entwicklung von Nutzungs- und Schutzkonzepten zur Sicherung der natürlichen Ressourcen als Wirtschaftsgrundlage der nomadischen Bevölkerung in Übereinstimmung mit den Zielsetzungen, die sich aus der Entwicklung als Biosphärenreservat ergeben.

Darin ordneten sich die Themenbereiche ein, die von den Forschungsgruppen des Instituts für Geoökologie der Universität Potsdam bearbeitet wurden:

- „Bodenbildung, Bodenverbreitung und Bodenzustand im Uvs-Nuur-Becken“ (KNOTHE et al. 2001),
- „Kennzeichnung des Landschaftszustandes und der Landschaftsdynamik im Uvs-Nuur-Becken mit Fernerkundungsmethoden“ (ITZEROTT),
- „Klimamessungen und Klimamodellierungen als Determinanten zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik an Stationären im Uvs-Nuur-Becken/Nordmongolei“ (KRÜGER et al. 2001).

Die wissenschaftliche Zielsetzung der in den Jahren 1997-2000 durchgeführten Untersuchungen zum Einfluss von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinem Gebirgsrand galt der Gewinnung und der landschaftsbezogenen Auswertung klimatischer Kennwerte, einerseits anhand der Messdaten der meteorologischen Station Ulaangom und andererseits auf der Grundlage eigener Feldmessungen.

Im Rahmen der Feldmessungen sollten an repräsentativen Standorten

- die sommerlichen Schwankungen des Witterungsablaufes erfasst und ihre Auswirkungen auf den Energie- und Stoffhaushalt der Landschaften des Untersuchungsgebietes (in der Halbwüste, Trockensteppe, Waldsteppe und Gebirgstundra) anhand von Merkmalen des Bodens und der Vegetation ermittelt werden sowie
- auf dieser Grundlage die witterungsbedingten Verhaltensweisen der Landschaften des Untersuchungsgebietes beschrieben, modelliert und miteinander sowie zu nutzungsbedingten Wirkungen in Beziehung gesetzt werden.

2.2. Arbeitsprogramm und Arbeitsmethoden

2.2.1. Feldarbeiten

Feldmesskampagnen erfolgten 1997, 1998 und 1999. Dabei wurden von Ende Juni bis Anfang September insgesamt neun Messpunkte für geländeklimatologische und pedohydrologische Untersuchungen an einem 57 km langen Transsekt betrieben (vgl. Abb. 27). Es erstreckt sich vom Zentrum des Uvs-Nuur-Beckens bis in dessen westliche Randgebirge und überwindet einen Höhenunterschied von mehr als 2.000 m. Damit wurden erstmals die Höhenstufen des Gebirgsrandes in ein Messprogramm einbezogen. Bisher waren thermische und hygrische Daten nur für das Beckeninnere ermittelt worden.

2.2.1.1. Geländeklimatologische Untersuchungen

An allen Messpunkten wurden Klimastationen eingerichtet. Es kamen sowohl automatisch registrierende Geräte als auch konventionelle Messtechnik zum Einsatz. Tabelle 2 gibt eine Übersicht über die eingesetzten Messgeräte sowie über die an den einzelnen Stationen ermittelten Kennwerte.

Tabelle 2: Gerätetechnische Ausstattung der Stationen

Station	Messgerät	Gemessene Größen
S 1 (760 m ü. d.M.)	Datalogger (Campbell)	Lufttemperatur 10 cm, 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 50 cm Bodenfeuchte 2 cm, 20 cm, 30 cm Niederschlag
S 2 (800 m ü. d.M.)	Datalogger (Thies)	Lufttemperatur 5 cm, 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 10 cm, 30 cm, 50 cm Windgeschwindigkeit, Windrichtung Globalstrahlung, Strahlungsbilanz
	Verdunstungsschreiber nach CZERATZKI (Piehler Umwelttechnik)	Potenzielle Verdunstung
	Tensio-Logger (Thies)	Saugspannung 20 cm, 50 cm, 70 cm
	Pluviograf	Niederschlag
S 3 (936 m ü. d.M.)	Datalogger (Thies)	Lufttemperatur 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 20 cm Globalstrahlung Windgeschwindigkeit Niederschlag
	Verdunstungsschreiber nach CZERATZKI (Piehler Umwelttechnik)	Potenzielle Verdunstung
	Tensio-Logger (Thies)	Saugspannung 15 cm, 40 cm
	Aktinograf (Thies)	Direkte Strahlung
	Thermohygrograf	Lufttemperatur 50 cm Rel. Luftfeuchtigkeit 50 cm
	Luftthermometer	Minimaltemperatur 50 cm Maximaltemperatur 50 cm
	Bodenthermometer	Minimaltemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm Maximaltemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm Temperatur 50 cm
	Verdunstungsröhrchen nach PICHÉ	Potenzielle Verdunstung
	Tensiometer	Saugspannung 20 cm, 30 cm, 50 cm
S 4 (1.380 m d.M.)	Thermohygrograf	Lufttemperatur 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m
	Bodenthermometer	Minimaltemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm Maximaltemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm
	Tensiometer	Saugspannung 15 cm, 40 cm
	Verdunstungsröhrchen nach PICHÉ	Potenzielle Verdunstung
S 5 (1.800 m ü.d.M.)	Datalogger (Campbell)	Lufttemperatur 10 cm, 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm Bodenfeuchte 5 cm, 20 cm, 50 cm Windgeschwindigkeit, Windrichtung
	Pluviograf	Niederschlag
S 6 (1.910 m ü.d.M.)	Datalogger (Campbell)	Lufttemperatur 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm Bodenfeuchte 5 cm, 10 cm, 20 cm Globalstrahlung
	Pluviograf	Niederschlag
S 7 (1.910 m ü.d.M.)	Datalogger (Campbell)	Lufttemperatur 10 cm, 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 20 cm Globalstrahlung
	Tensio-Logger (Thies)	Saugspannung 15 cm, 30 cm, 50 cm
	Pluviograf	Niederschlag

Station	Messgerät	Gemessene Größen
S 8 (2.355 m ü.d.M.)	Datalogger (Thies)	Lufttemperatur 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 20 cm Windgeschwindigkeit Globalstrahlung
S 9 (2.905 m ü.d.M.)	Datalogger (Campbell)	Lufttemperatur 10 cm, 50 cm, 2 m Rel. Luftfeuchtigkeit 2 m Bodentemperatur 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm Bodenfeuchte 5 cm, 20 cm, 30 cm Windgeschwindigkeit, Windrichtung Globalstrahlung, Strahlungsbilanz Niederschlag

Die umfangreichste Ausstattung hatte die Station S 3 in unmittelbarer Nähe des Basislagers, bei der mehrmals täglich Ablesungen der konventionellen Messgeräte möglich waren. Auch die Station S 4, die ausschließlich mit konventionellen Instrumenten bestückt war, wurde täglich betreut. Ansonsten geschah dies wöchentlich, da alle anderen Stationen mit Dataloggern ausgerüstet waren (Abb. 10). Die Stationen S 6 und S 7 waren an eine Speichereinheit gekoppelt.

Abbildung 10: Die Messstation S 9 auf dem Gipfel des Khukh Uul (Höhe 2.905 m)



Geräteausfälle infolge technischer Mängel oder Eingriffen Dritter blieben nicht aus. Ebenso scheiterte der Versuch, einen Messsatz über den Winter 1998-99 in Betrieb zu halten, da dieser zerstört wurde. Die größte Messdichte wurde 1998 erreicht.

2.2.1.2. Pedohydrologische Untersuchungen

An den Stationen S 1, S 2, S 3, S 5 und S 6 wurde der Feuchtegehalt des Bodens in Volumenprozent (Vol-%) mit Stechzylindern bestimmt. Die Beprobungen erfolgten wöchentlich im Zusammenhang mit der entsprechenden Betreuung des jeweiligen Dataloggers je nach Gründigkeit des Bodens in den Tiefen 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm und 50 cm. Parallel zu den Beprobungen wurde 1998 und 1999 eine Thetasonde ML-1 für die Ermittlung des

volumetrischen Bodenwassergehaltes eingesetzt. An den Standorten S 6 und S 9 konnte dieses Verfahren infolge der ungünstigen Bodenbeschaffenheit nicht angewandt werden.

Außerdem dienten 1998 und 1999 Tensiometer der vergleichenden Bestimmung des Matrixpotenzials an den Stationen S 1 (nur 1999), S 2, S 3, S 4 und S 7 sowie Gipsblockensoren an den Stationen S 1, S 5, S 6, S 7 und S 9 der Bestimmung des Bodenwasserpotenzials. Der Einsatz der Gipsblöcke war nur an Standorten möglich, an denen Campbell-Datalogger arbeiteten. An den anderen Stationen wurden Tensiometer eingesetzt, die an Thies-Dataloggern angeschlossen waren. Die Tensiometer an der Station S 4 wurden manuell betreut. 1998 wurde das in Tabelle 3 dargestellte Messprogramm realisiert.

Tabelle 3: Das Bodenwassermessprogramm 1998 im Überblick

Station	Stechzylinder	Thetasonde	Gipsblockensoren	Tensiometer
S 1	wöchentlich; 5, 20, 50 cm	wöchentlich; 5-50 cm	5, 20, 30 cm (nur 1998)	10, 20, 30 cm (nur 1999)
S 2	wöchentlich; 5, 20, 50 cm	wöchentlich; 5-50 cm, nach Möglichkeit	-	20, 50, 70 cm
S 3	wöchentlich; 5, 20, 50 cm	täglich; 5-50 cm	-	15, 15, 40, 50 cm
S 4	-	-	-	15, 30, 50 cm
S 5	wöchentlich; 5, 20, 50 cm	wöchentlich; 5-50 cm, nach Möglichkeit	5, 20, 50 cm	-
S 6	-	-	5, 10, 20 cm (Hang) 5, 10, 20 cm (Wald)	-
S 7	5, 10, 20 cm; nach Möglichkeit	5, 10, 20 cm; nach Möglichkeit	-	15, 30, 50 cm
S 9	-	-	5, 20, 30 cm	-

Die Dichte der Bodenfeuchtemessungen war 1998 ebenfalls am größten. Geräteausfälle und ungünstige Messbedingungen bei sehr hoher Bodenverdichtung bzw. nach extremer Austrocknung führten jedoch auch in diesem Jahr zu Lücken in den Datenreihen.

2.2.1.3. Feldbeobachtungen

Die Entwicklung der Pflanzendecke (Phänophasen, Wuchshöhe, Bedeckungsgrad) und des Mikroreliefs (Effekte der Hangabtragung und der Bodenerosion) wurden beschreibend im Rahmen der wöchentlichen Betreuung der Messpunkte erfasst.

In diesem Zusammenhang wurden Erscheinungen der Landschaftsdegradation (Überweidung, Zerstörung der Pflanzendecke durch Holzeinschlag oder ausufernde Pisten) aufgenommen.

2.2.2. Recherchen vor Ort

Die täglichen Messwerte der meteorologischen Station Ulaangom (Tab. 4), die seit 1943 in Funktion ist, wurden gesichtet und auszugsweise (Temperatur und Niederschlag) in digitale Form überführt.

Tabelle 4: Tägliche Messwerte der meteorologischen Station Ulaangom

Strahlung	Globalstrahlung, Albedo, absorbierte Globalstrahlung, direkte Strahlung, Himmelsstrahlung, Nettostrahlung
Temperatur	Mittel, mittleres Minimum, mittleres Maximum absolutes Minimum, absolutes Maximum, Temperaturintervall mittleres Minimum/mittleres Maximum, Temperaturintervall absolutes Minimum/absolutes Maximum
Niederschlag	Summe

2.2.3. Auswertung der gewonnenen Daten

Die im Gelände und durch Recherchen vor Ort gewonnenen Rohdaten wurden jeweils im Folgejahr aufbereitet und Schritt für Schritt in eine umfassende Darstellung des Landschaftsgefüges eingeordnet (vgl. Kap. 3.1. und 3.2.). Hierbei wurden die Ergebnisse der anderen, am interdisziplinären Forschungsprojekt zur Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken beteiligten Gruppen, insbesondere unter Berücksichtigung der von der Universität Potsdam durchgeführten Untersuchungen einbezogen. Inhaltliche Schwerpunkte wurden aus der Thematik des Forschungsprojektes „Klimamessungen und Klimamodellierungen als Determinanten zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik an Stationären im Uvs-Nuur-Becken/Nordmongolei“ abgeleitet. Die Umsetzung des Projektes erforderte einerseits eine beschreibende und vergleichende Darstellung der Messergebnisse, andererseits ihre modellhafte Abbildung mit dem Ziel, Kernaussagen herauszuarbeiten und belegbar darzustellen.

Witterungsklimatische Feldbeobachtungen¹ dienten in den Sommern 1997, 1998 und 1998 der Erfassung der Strahlungsverhältnisse, der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Luft- und Bodentemperaturen sowie der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags, der Luft- und Bodenfeuchte und der Verdunstung. Die witterungsklimatischen Daten wurden untereinander sowie zu den anderen landschaftlichen Kompartimenten in Beziehung gesetzt. In Zusammenhang mit der Analyse der Messreihen und der Beschreibung des Einflusses von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand wurde geprüft, ob sich der lokale Temperaturanstieg in der Weise vollzogen hat, wie er in globalen Übersichten zum Ausdruck kommt (mehrphasig, 0,5-0,6 K) und welche Auswirkungen des globalen Temperaturanstieges im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen erkennbar werden (vgl. Kap. 3.1. und 3.2., Kap. 5.).

Die beschreibende Darstellung wurde durch eine modellhafte Abbildung der 1998 witterungsklimatisch bedingten landschaftlicher Zustandsformen an den Messpunkten des Transsektts ergänzt. Der Sommer 1998 war extrem heiß und trocken, die Messreihen dieses Jahres schienen am besten geeignet, zu prüfen, ob und inwieweit der globale Temperaturanstieg im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen die Landschaftsdynamik beeinflusste. Auf der Grundlage einer Clusteranalyse der Messwerte wurden Zeit-Verhaltensmodelle (vgl. Kap. 4.) entwickelt und auf diese Weise landschaftliche Zustandsformen am Westrand des Uvs-Nuur-Beckens zwischen Halbwüste und Bergtundra dargestellt. In diesem Zusammenhang ließ sich die Frage diskutieren, welcher zusätzliche Interpretationsertrag durch die angewandte Methodik erreicht werden kann.

Bei der Interpretation der Ergebnisse wurden Probleme des landschaftlichen Energie- und Stoffhaushaltes unter Trockenstress besonders berücksichtigt. Sie wurden in Beziehungen zur den Auswirkungen der Überweidung und anderer Formen der Landschaftsdegradation gesetzt. Möglichkeiten der Minderung dieser Auswirkungen wurden abschließend erörtert (vgl. Kap. 5.).

¹ Unter Witterung wird dabei der mittlere Charakter des Wettergeschehens in einem Zeitraum von einigen Tagen bis zu einer Jahreszeit verstanden, unter Klima das über einen längeren Zeitraum gemittelte Witterungsgeschehen (nach HOUGHTEN 1997).

3. Der Untersuchungsraum

3.1. Das Uvs-Nuur-Becken und seine Randgebirge

Das Uvs-Nuur-Becken, 700 m bis 900 m ü.d.M. gelegen, ist Teil des Beckens der Großen Seen im Nordwesten der Mongolei. Dieses stellt eine großräumige, mit abflusslosen Süß- und Salzwasserseen gefüllte Senke dar, die von Gebirgen umgeben ist (Abb. 11). Der Salzsee Uvs Nuur ist der größte See der Mongolei. Er bedeckt fast die sechsfache Fläche des Bodensees.

Abbildung 11: Naturräume im zentralen und im westlichen Teil der Mongolei (aus BARTHEL 1983)



3.1.1. Das Uvs-Nuur-Becken als Teil des mongolischen Gebirgslandes

3.1.1.1. Relief und Vegetation

Die Mongolei weist eine mittlere Höhe von 1.580 m ü.d.M. auf. Die höchste Erhebung, der Kuiten Uul im Mongolischen Altai, erreicht 4.374 m ü.d.M. Der tiefste Punkt, am See Khuke Nuur im äußersten Nordosten des Landes, befindet sich 560 m über dem Meeresspiegel. 85% des Landes liegen höher als 1.000 m (BARTHEL 1983). Größere Flächen unter 1.000 m Höhe finden sich nur im Osten und Südosten des Landes.

Der Nordwesten des Landes wird umrahmt von den südsibirischen Gebirgen Altai und Sajan, dem Tannu-Ola-Gebirge in Tywa sowie dem Khövsgöler (Chubsuguler) Gebirgsland und dem Selenge-Orkhon-Bergland innerhalb der Mongolei. Südlich davon begrenzen Khangai, Mongolischer Altai und Gobi-Altai das Tal der Gobiseen und das Becken der Großen Seen mit dem Uvs-Nuur-Becken.

Plateaus prägen die südöstlichen und östlichen Landesteile. Im Süden liegen die Dsungarische Gobi und die Transaltai-Gobi. Die östliche Landeshälfte lässt sich in die Ostgobi, die

Khalkha-Ebene und die Barga gliedern. Die Khalkha-Ebene wird durch die Ostmongolische Senke geschnitten, die Ost-Gobi durch die Gobi-Senke (vgl. BARTHEL 1983). Der nördlich davon gelegene Khentij ist bereits Teil der Transbaikalischen Gebirgsketten, die von Nordosten her den mongolischen Raum erreichen.

Der breitenparallele Formenwandel der Vegetationszonen im Osten und Süden wird in der nordwestlichen Landeshälfte durch das Relief modifiziert und von einem hypsometrischen Wandel überlagert. In den Gebirgen trifft man auf alpine Hochgebirgsvegetation, Gebirgs-Taiga und Gebirgs-Waldsteppe. Auf den Plateaus und in den Senken breiten sich Trockensteppen, Halbwüsten und Wüsten aus (Tab. 5).

Tabelle 5: Vegetationszonen der Mongolei (nach HILBIG 1990)

Vegetationszone	Anteil an der Landesfläche	Erfasste Landschaftseinheiten
(azonale) alpine Hochgebirgsvegetation	3%	Khövsgöler Bergland, zentraler Khangai, Mongolischer Altai
Gebirgstaiga	4%	Khövsgöler Bergland, Khentij, Nordrand des Khangai
Waldsteppe bzw. Gebirgswaldsteppe	25%	Khangai, Khan-Khukhij, Selenge-Orkhon-Bergland, Mongolischer Altai, Westrand des Khingan
(Trocken-)Steppe	26%	südlicher Khangai, Khalkha-Ebene, Barga, Randbereiche des Beckens der Großen Seen
Halbwüste	27%	Becken der Großen Seen, Tal der Gobi-Seen, Gobi-Altai, Dsungarische Gobi
Wüste	15%	Dsungarische Gobi, Transaltaiische Gobi, Alashan-Gobi, Gobi-Senke

Die südsibirische Gebirgstaiga reicht nach Süden hin bis in das Khövsgöler Bergland hinein. Der Hauptkamm des Khangai ragt weit in die alpine Stufe empor.

3.1.1.2. Klima und Hydrographie

Das gesamte Gebiet der Mongolei ist durch ein hochkontinentales Klima gekennzeichnet, das von langen, sehr kalten und meist schneearmen Wintern geprägt wird. Die Jahresmitteltemperaturen erreichen im Norden des Landes, im Khövsgöler Bergland und im Khentij, aber auch im Mongolischen Altai, im Tal der Selenge und im Becken der Großen Seen -4°C . In der Transaltai- und in der Ost-Gobi übersteigen die Jahresmittel der Lufttemperatur dagegen $+4^{\circ}\text{C}$. Die 0° -Isotherme durchquert das Land annähernd von West nach Ost (BARTHEL 1983).

Die stabile nordasiatische Antizyklone mit ihrem Kern über Transbaikalien führt im extrem kaltariden Winter zu einer Hochdruckwetterlage mit starker Luftruhe. Die mittleren Januar-temperaturen betragen in den ebenen Landesteilen weniger als -15°C , in den kaltauftammelnden Tal- und Beckenlagen liegen sie zwischen -20°C und -25°C . An einzelnen Stationen können auch noch tiefere Werte auftreten, wie beispielsweise in Ulaangom im Uvs-Nuur-Becken mit einem langjährigen Januarmittel von $-32,3^{\circ}\text{C}$. Zudem weist die winterliche Temperaturverteilung – wie bereits angedeutet – eine starke Reliefabhängigkeit auf. Durch ihren höheren Strahlungsgenuss sind Kamm- und Gipfellen thermisch begünstigt, wohingegen sich in den Tälern die Kaltluft sammelt. Hier herrscht in dieser Zeit strenger Frost.

Im Sommer fallen 63-80% des Jahresniederschlags. Gesteuert von der Westwindzirkulation an der Tropopause ist am Boden eine Abfolge von zyklonalen und antizyklonalen Wetterlagen zu verzeichnen. Die sommerliche Temperaturverteilung ist der winterlichen entgegengesetzt und in erster Linie auf eine hypsometrische Gliederung zurückzuführen, so dass in den Tälern und Senken die höchsten Temperaturen auftreten. Das Temperaturmaximum wird in der Regel im Juli erreicht, teilweise auch im August. Größtenteils liegen die mittleren Julitemperaturen weit über 20°C . Besonders wärmebegünstigt sind dabei die Senkengebiete des Landes. So stellt auch das Becken der Großen Seen im Sommer eine weit nach Norden vorgeschobene Wärmeinsel dar, wodurch es nicht nur zu den winterkältesten sondern auch

zu den sommerwärmsten Großlandschaften der Mongolei zählt. Zwischen den beiden Hauptjahreszeiten findet ein rascher und wechselhafter Übergang statt.

Innerhalb der gemäßigten Breiten gehört die Mongolei zu den Gebieten mit dem geringsten Niederschlagsdargebot. Das Jahresmittel liegt bei 227 mm/a, wobei zeitliche Schwankungen von 141-301 mm/a auftreten können (BARTHEL 1983). In ihrer regionalen Differenzierung zeigen die Niederschlagsverhältnisse ein sehr kontrastreiches Bild. So fallen im Norden und Westen des Landes teilweise über 600 mm Niederschlag, während im Süden weite Flächen weniger als 100 mm – manche nur etwa 50 mm – Niederschlagsspende erhalten. Im Westen wird die regionale Verteilung der Niederschläge im Bereich der Gebirgsketten stark von Luv-Lee-Effekten beeinflusst, was wiederum die Besonderheiten im Klimaregime der leeseitigen Beckenlagen – wie auch des Beckens der Großen Seen – bestimmt. Die niederschlagsreichen Staugebiete liegen größtenteils außerhalb der Mongolei. Der Osten des Landes fällt dagegen bereits in den Einfluss der außertropischen Monsunströmung und ist dadurch vergleichsweise niederschlagsbegünstigt.

Die Niederschlagsintensitäten sind sehr gering. Über die Hälfte der Niederschlagsereignisse unterschreitet 1 mm/d. Ein Viertel bis ein Drittel der jährlichen Niederschläge hat eine Intensität von 1-5 mm/d. Niederschläge über 20 mm/d sind äußerst selten. In den Wüsten und Halbwüsten sind vergleichbare Werte bisher nie gemessen worden.

Der Norden des Landes entwässert über die Selenge und ihre Nebenflüsse bzw. über den Shishigt Gol zum Nördlichen Eismeer, der Osten über den Onon zum Amur und damit zum Pazifik. Der mit 68% überwiegende Teil der Landesfläche im Westen, Süden und Südosten gehört zum zentralasiatischen Binnenentwässerungsgebiet. Hierzu zählt auch das Becken der Großen Seen. Die darin liegenden Endseen weisen einen beträchtlichen Salzgehalt auf. Im Uvs Nuur beträgt er im Sommer 8-13,5 g/l (PAUL u. HORN 2000). Es handelt sich um oligotrophe Seen. Geochemisch sind sie dem NaCl/SO₄-Typ zuzuordnen. Das zeigt sich auch im Grundwasser und in der Ausbildung der Böden am Seerand.

Die Zuflüsse der Großen Seen unterliegen in Abhängigkeit von der Höhe ihre Quellgebietes einem glazialen, nivalen oder pluvialen Abflussregime. Die höchsten Abflusswerte sind im Juni bzw. im Juli zu erwarten. Bei sommerlicher Trockenheit können sie versiegen. Im Winter ist das stets der Fall. Die Winterruhe des Abflusses dauert im Nordwesten des Landes 90 bis 120 Tage und nimmt mit steigender Höhe zu (HORN u. PAUL 2000).

3.1.1.3. Die Böden

Weite Teile der Becken, Senken und Plateaus der Mongolei werden von hochkontinentalen zonalen Böden bedeckt, in deren Eigenschaften sich in erster Linie die klimatischen Gegebenheiten und die damit verbundenen Eigenschaften der Pflanzendecke widerspiegeln. Der Großgliederung der Vegetationszonen entsprechend, folgen von Norden nach Süden auf Steppen- und Trockensteppenböden Halbwüsten- und Wüstenböden (OPP 1994, 1998).

In den Randbereichen des Beckens der Großen Seen, auf dem Südkhangai-Plateau, in der Khalkha-Ebene und in der Barga dominieren die Steppen- und Trockensteppenböden. Dazu gehören Parachernozeme, Chernozeme, dunkle Kastanozeme, typische Kastanozeme, helle Kastanozeme und solonezierte Kastanozeme (Bezeichnungen nach der „World Reference Base for Soils“, WRB 1994). Es handelt sich um Böden, die freie Carbonate und eine hohe Basensättigung aufweisen. Vor den Luvseiten der Randgebirge der mongolischen Becken und Senken sind Schwarzerden – Parachernozeme und Chernozeme – anzutreffen. An anderen Stellen zeigen Schwarzerden auch feuchtere Verhältnisse vergangener Jahrhunderte oder Jahrtausende an. Hier hat sich bei einem mittleren Jahresniederschlag von mehr als 200 mm unter einer krautreichen Grasdecke gebietsweise ein markanter dunkler Humushorizont ausgebildet, da der mikrobielle Abbau von abgestorbener ober- und unterirdischen Biomasse weder bei winterlicher Kälte noch bei sommerlicher Trockenheit stattfindet. Im Unterboden kommt es während der Trockenphasen zu Kalkausscheidungen.

Sinkt die Jahresniederschlagssumme unter 200 mm, stellt sich in der Regel Trockensteppe ein. In der Mongolei nimmt sie die überwiegenden Bereiche des Südkhangai-Plateaus, der Khalkha-Ebene und der Barga sowie der Randgebiete des Beckens der Großen Seen und damit auch des Uvs-Nuur-Beckens ein. In der Trockensteppe fällt weit weniger Biomasse für die Humifizierung an als in der Krautsteppe, so dass die Bodenfarbe nicht vom Humus, sondern von braunen Fe(III)-Oxiden bestimmt wird, die bei der chemischen Verwitterung des Mineralbodens freigesetzt werden. Unter diesen Bedingungen entstehen Kastanozeme. Im ganzen Bodenprofil können sekundäre Kalk- und Gipsanreicherungen auftreten. Bei solonezierten Kastanozemen sind Salzausscheidungen vorhanden.

An die Steppen schließen sich bei einem mittleren Jahresniederschlag unter 100 mm Halbwüsten und Wüsten an. Sie bedecken die zentralen Bereiche des Beckens der Großen Seen, einschließlich des Uvs-Nuur-Beckens. Großflächig sind sie in allen Teilen der Gobi sowie im Tal der Gobiseen verbreitet. Der graubraune Burozem (Arenosol nach WRB 1994) ist der Boden der Halbwüste. Er weist nur eine undeutliche Horizontdifferenzierung auf. Sein Humusgehalt ist sehr gering. Anreicherung von Sulfaten, Carbonaten, Chloriden oder Hydroxiden sind die Regel. In den Wüsten sind Syrozeme (Regosol nach WRB 1994) anzutreffen, Rohböden fast ohne Humus und ohne Horizontdifferenzierung, in denen das Regenwasser Salzausscheidungen hinterlässt und selbst im Sand ein säuliges Gefüge auftreten kann. Sanddünen weisen keine Bodenbildung auf.

Intrazonale Böden finden sich sowohl in den Becken und Senken als auch in den Gebirgen. Innerhalb der Becken und Senken der Steppenzonen trifft man an den Gewässern und Gerinnen humusreiche grundwasserbeeinflusste Gleysols an, außerdem an größeren Flüssen die auf Auensedimenten gebildeten Fluvisols. Sie werden im Norden der Mongolei oftmals von Dauerfrostlinsen unterlagert. Am Rand der Täler treten Wiesenböden auf, feuchtere und humusreichere Subtypen der zonalen Böden, die in höheren Lagen vorkommen, wie z.B. Wiesen-Kastanozeme oder Wiesen-Burozeme. Die trockensten Teile der Becken und Senken weisen Salzböden auf. Meist handelt es sich um Solonchaks. Lösungsaufstieg aus dem Grundwasser hat hier zu Salzausblühungen an der Oberfläche und zu Salzausscheidungen im ganzen Bodenprofil geführt. Die Art der Salzausscheidungen ist von der Beschaffenheit des Grundwassers abhängig. Wo es – wie am Uvs Nuur – mit einem Endsee vom NaCl/SO₄-Typ in Verbindung steht, handelt es sich um Natrium-Chloride, -Sulfate oder -Carbonate.

Im Gebirge zeichnen die Höhenstufen der Vegetation und der Bodendecke den zonalen Formenwandel nach (HAASE 1983). Auf Kastanozeme der Gebirgswaldsteppe folgen im Gebirgswald Parachernozeme. Innerhalb der alpinen Stufe schließen sich daran Dernozone (Gelic Cambisols nach WRB 1994) und Leptosols an. Sie sind nur geringmächtig ausgebildet, skelettreich und werden von Rohhumus überdeckt. Darunter herrscht Dauerfrost.

3.1.2. Die Genese des Uvs-Nuur-Beckens

Das Uvs-Nuur-Becken liegt im Grenzbereich zwischen Eurasischer und Chinesischer Platte (FRISCH u. LOESCHKE 1993). Vom Proterozoikum bis ins Mesozoikum hinein öffnete und schloss sich hier mehrmals ein Rift, zuletzt gekennzeichnet durch den Mongolisch-Okhotskischen Ozean, der vom Devon bis zum Jura existierte (BADARCH et al. 2000). Die bei der Kollision von Eurasischer und Chinesischer Platte entstandenen Faltengebirge wurden in den folgenden tektonischen Phasen zerbrochen. Die Riftzone ist bis in die Gegenwart hinein tektonisch aktiv.

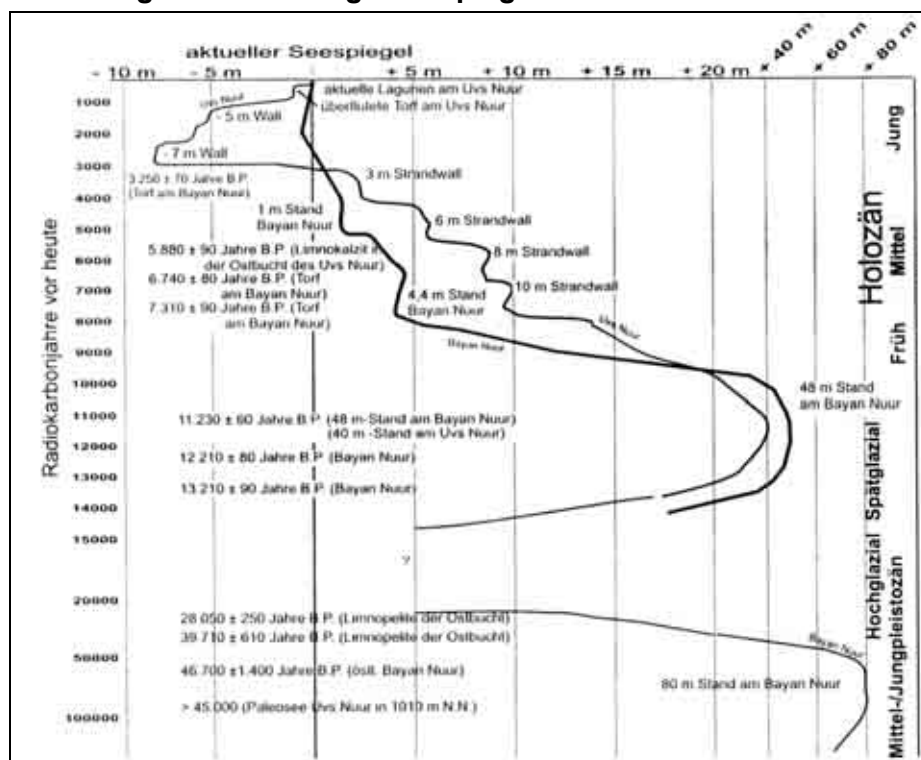
Die westliche Mongolei wurde im Perm endgültig Festland. Im Gebiet des Uvs Nuur bildete sich eine ausgedehnte Senke, die im Mesozoikum zeitweise von einem flachgründigen See bedeckt war. Zu dieser Zeit entstand mit dem Grundgerüst der heutigen Hydrographie die „Seenlandschaft Zentralasiens“ (MURZAEV 1954). Am Ende des Mesozoikums wurde das Klima trockener. Steppen und Halbwüsten drängten die Wälder nach Norden ab. Vom Ende der Kreide, die vom „Steppenklima“ geprägt war, bis zu Beginn des Pleistozäns wurden weite Räume Eurasiens von einer Austrocknung und Abkühlung erfasst.

Die alpidische Orogenese im Alt- und Jungtertiär stellt den entscheidenden Faktor bei der Ausbildung der heutigen Landschaftsstruktur dar. Im Norden hob sich das Tannu-Ola-Gebirge und im Westen und Süden der Mongolische Altai mit seinen Ausläufern Kharkhiraa und Turgen. In der Uvs-Nuur-Senke entstand ein großes Gewässer, das durch viele Flüsse gespeist wurde. Mit zunehmender Trockenheit sank jedoch der Seespiegel, und es entwickelten sich drei Teilbecken. Das Becken des Uvs Nuur wurde durch die Aufwölbung des Khan-Khukhij-Gebirges, eines Ausläufers des Khangai, von der weiter südlich liegenden Khyargas-Senke getrennt. Die ehemalige hydrographische Verbindung der Senke zu Ob und Irtysh verschwand mit der Hebung des Mongolischen Altai, dessen westlicher Teil heute als Weltwasserscheide Zentralasien begrenzt (LEHMKUHL 1996).

Die pleistozäne Vergletscherung erfasste auch den Mongolischen Altai einschließlich des Turgen-Kharkhiraa-Gebirgskomplexes. Boreale Arten wanderten ein und haben sich bis heute reliktsch an Gunststandorten (nordexponierte Hänge) erhalten (TRETER 1996, MURZAEV 1954). Periglaziale Prozesse überformten die Gebirge. Permafrost bildete sich aus, der auch heute noch in den Gebirgsregionen bis 2.200 m ü.d.M. anzutreffen ist (LEHMKUHL 1997). Feuchte Senken werden darüber hinaus heute noch von Permafrostlinsen unterlagert.

Im wechselfeuchten Klima des Tertiärs und in den Kaltzeiten des Pleistozäns (HÖVERMANN u. SÜßENBERGER 1985) kam es zur Ausbildung von Abspülungsflächen, von Pedimenten. Das proximale Pediment am Gebirgsrand wurde in den ausgehenden Kaltzeiten vielfach von Schutthalden überdeckt. Die Schutthalden bestehen aus ungerundetem Verwitterungsschutt (mongolisch „bél“: Gebirgsschleppen, wörtl. „Scheitel“). Dieses Material zeugt von intensiver Hydradation, Insolation und Frostsprengung. Zum Beckeninneren schließt sich das distale Pediment (Glacis nach WILHELMY 1990) an. Es ist von Schwemmfächern der Schmelzwasserflüsse aus den Gebirgen überlagert worden. Beim Austritt aus dem Gebirge verringerte sich deren Transportkraft und sie setzten Kies, Sand und Schluff ab. Schutthalden und Schwemmfächer wurden vom Löss des Hochglazials der nächsten Kaltzeit bedeckt. In der See-Ebene wurden Sande aufgeweht. Es entstand im Osten des Uvs Nuur ein umfangreiches Dünengebiet. Durch den Verlust von Feinmaterial entstand an anderen Stellen ein Geröll- und Steinpanzer, der der weiteren Denudation entgegenwirkt (besonders ausgeprägt im nördlichen Teil der See-Ebene).

Abbildung 12: Vorläufige Seespiegelstandskurve des Uvs Nuur (aus WALTHER 1999)

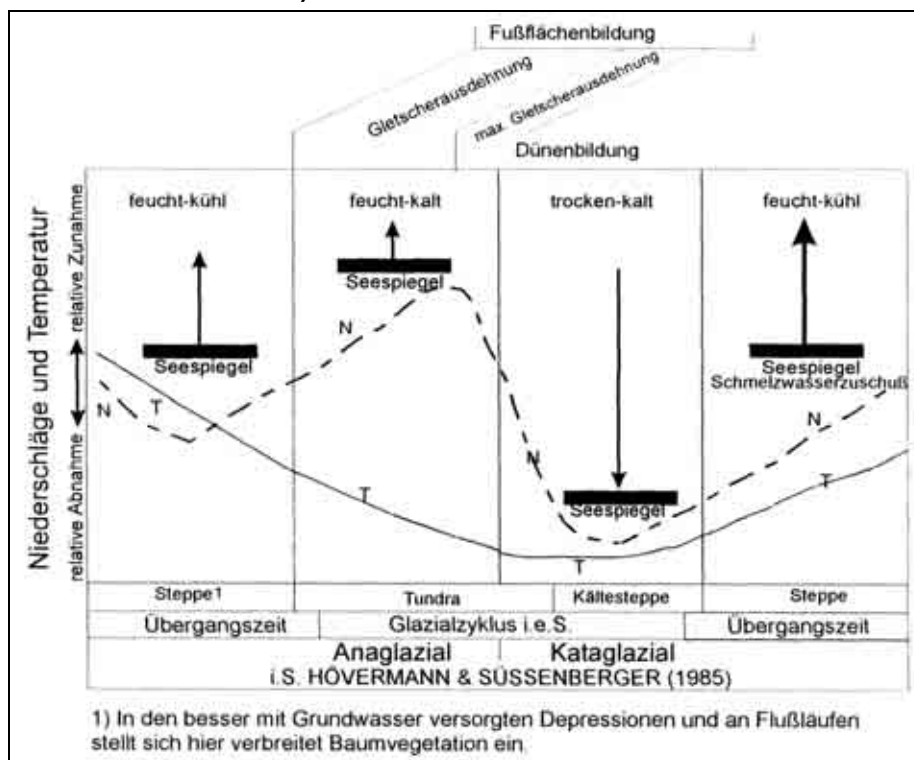


Der Uvs Nuur hatte während der pleistozänen Kaltzeiten größere Ausmaße als heute (Abb. 12), was an alten Strandwällen belegt werden kann (Walther 1999). In der Ebene westlich des Uvs Nuur wies TURISCEV (in MURZAEV 1954) Strandwälle nach, die 20-30 km vom See entfernt, 80-100 m über dem heutigen Seespiegel liegen. Dabei lässt sich jedoch nicht eindeutig klären, ob der Höhenunterschied zwischen den alten Strandwällen und dem heutigen Seespiegel ausschließlich durch Eintrocknung oder auch durch neotektonische Hebungsvorgänge zu begründen ist.

Mittelholozäne Strandwälle (Boreal/Atlantikum) lassen sich im Nordwesten der Senke und an der Westseite des Sees verfolgen. Sie liegen bis zu 8 m über dem heutigen Seespiegel. Jungholozäne Strandwälle (Subboreal) sind dagegen überflutet und zeugen von tieferen Seespiegelständen. Gegenwärtig steigt der Seespiegel rasch an. Eine anuelle Schwankung von ca. 15 cm wird in den letzten Jahren von einer Transgression des Uvs Nuur überlagert, die zwischen 1963 und 1995 2 m betrug (HORN, mündl. Mitt.).

Die Abhängigkeit der Seespiegelschwankungen von der Abfolge der Glaziale und Interglaziale veranschaulicht Abbildung 13. Demnach sind die Hochstände des Seespiegels den Vorstoßphasen des Eises zuzuordnen, die Tiefstände glazialen Stillstandsphasen und mittlere Seespiegelmhöhen den Interglazialen (sinngemäß auch dem Holozän).

Abbildung 13: Glazialzyklus und Entwicklung des Uvs-Nuur-Beckens (aus WALTHER 1999)



3.1.3. Besonderheiten des Klimas im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen

3.1.3.1. Allgemeine Charakteristik

Nach BARTHEL (1983) liegt das Uvs-Nuur-Becken größtenteils in der Klimaprovinz des Beckens der Großen Seen, die durch eine extreme Kontinentalität geprägt wird. Sie weist ein trockenes bis sehr trockenes Wüsten- und Wüstensteppenklima auf, mit 50-150 mm Jahresniederschlag. HEYER (1984) ordnet das Uvs-Nuur-Becken nach Koeppen dem Übergangsbe-

reich zwischen B-(Trocken)-Klimaten (BSk, kaltes Steppenklima und BWk, kaltes Wüstenklima) und borealem D-Klima (Dw, wintertrockenkalt Klima) mit sibirischem Einfluss zu.

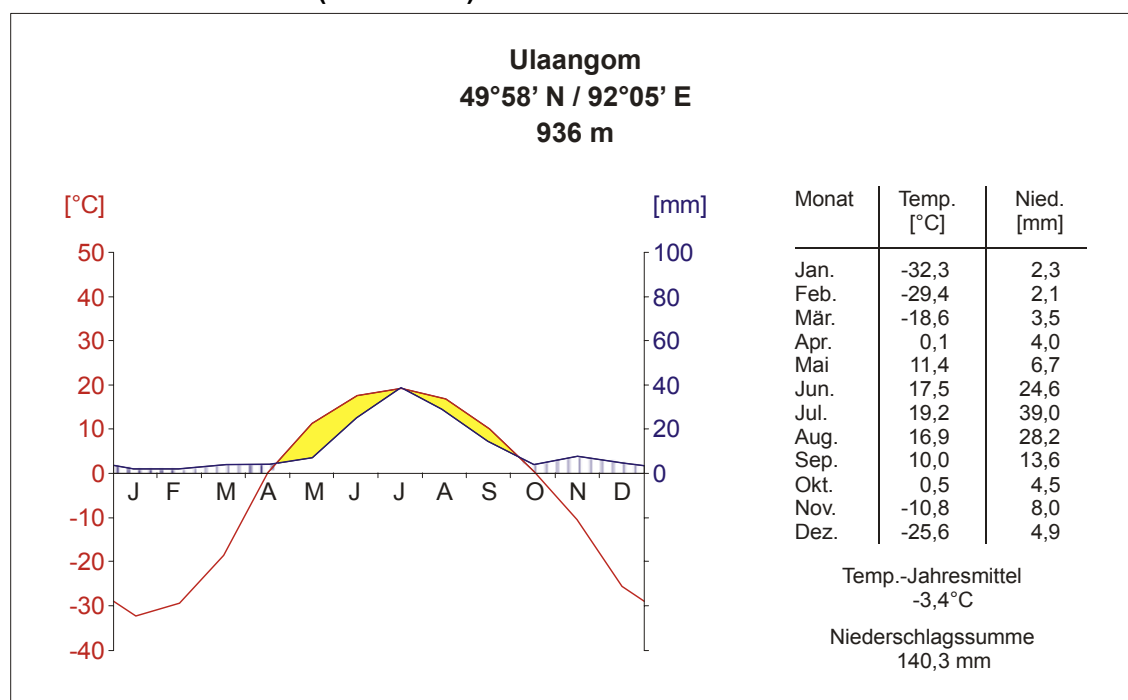
Dementsprechend sind die Höhenstufen des Klimas ausgeprägt. Auf BWk- und BSk-Klima folgen mit zunehmender Höhe Dw-Klima und – im Gipfelbereich der Gebirge – ET-Klima. Im ET-Klima der Gipfellagen unterschreiten selbst die Julitemperaturen im Mittel 10°C. An den Gebirgshängen werden dagegen im Dw-Klima und BSk-Klima während des Sommers Monatsmittel von 10°C mehr oder minder deutlich überschritten. Wie im Gebirge sinken aber im Winter auch im Becken die Januarmittel auf -30°C ab. Der Winter ist in der Regel schnee-arm. Die Niederschläge fallen größtenteils im Sommer.

Das Uvs-Nuur-Becken gehört neben der Gobiregion zu den trockensten Räumen der Mongolei. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme an der Station Ulaangom beträgt 140,3 mm (Abb. 14). Das ist nach MIZHIDDODZH, KHURELBAATAR u. BAIGALMAA (1991) die geringste Jahresniederschlagssumme auf 50° nördlicher Breite. Infolge einer Jahresmitteltemperatur von -3,4°C wird damit die Trockengrenze nach KOEPPEN nicht erreicht (bei vorherrschendem Sommerregen $r = 2 \cdot (t + 14)$); die Station liegt somit innerhalb des Steppenklimas BSk. Die Schwelle für das Wüstenklima BWk ($r = t + 14$) wird erst im Beckeninneren überschritten, wenn die mittleren jährlichen Niederschlagssummen unter 100 mm absinken².

Im Klimadiagramm der Station Ulaangom (1943-2000) nach WALTER u. LIETH (1960-1967) werden die Monate Mai bis September, mit Ausnahme des Juli, als relativ arid eingestuft. Relativ humide Bedingungen herrschen nach diesem Ansatz, der der ökologischen Beurteilung des Klimas dienen soll (WALTER 1970), von November bis März. Doch dieser Ansatz führt hier in die Irre. Nennenswerte Niederschläge gibt es nur in den Sommermonaten, und im Winter ist das Wasser im Boden auf Grund des Frostes nicht pflanzenverfügbar.

Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt -3,4°C. Der Januar ist mit einem Monatsmittel von -32,3°C der kälteste Monat des Jahres. Die Monatstemperatur des Juli, des wärmsten Monats, liegt bei 19,2°C. Die mittlere Jahresamplitude umfasst 51,5 K.

Abbildung 14: Klimadiagramm der Station Ulaangom (1943-2000) nach WALTER u. LIETH (1960-1967)



² r – Jahresniederschlagssumme [cm], t – Jahresmitteltemperatur [°C]

Die extreme Kälte der Wintermonate ist dadurch bedingt, dass das Uvs-Nuur-Becken eines der Zentren der nordasiatischen Antizyklone darstellt, welche sich ab Oktober ausbildet. Dann beginnt der oberflächennahe Luftdruck im Becken intensiv zu steigen. Von Dezember an erreicht er Werte über 1.030 hPa. An der Ostseite des Hochs werden mit der Polarzirkulation ständig arktische Luftmassen dem mongolischen Raum zugeführt. Intensive nächtliche Ausstrahlung bei geringer Bewölkung führt zu einer starken Wärmeabgabe und damit zu einer übermäßig hohen Abkühlung der Luft der unteren Troposphäre. Durch die Ausstrahlung wird die Temperatur der advektiv herangeführten polaren Kaltluft noch weiter vermindert.

Innerhalb der Becken ist die Wirkung dieses Prozesses besonders intensiv. Hier sammelt sich die schwere kalte Luft und kann bei ruhiger antizyklonaler Witterung stagnieren (BARTHEL 1983). Es kommt zur Bildung einer stabilen Inversionsschicht in den unteren Teilen der Troposphäre. Diese Faktoren führen zu extrem kalten Bedingungen im Vergleich zu anderen Gebieten auf 50°N. Als absolutes Minimum werden für Ulaangom -48,2°C angegeben. Damit gilt das Becken als Kältepol der Mongolei, da solche Temperaturwerte sonst für Gebiete in Ostsibirien ab etwa 55°N charakteristisch sind, einer Region also, die um 5° nördlicher liegt als das Uvs-Nuur-Becken.

Die Randgebirge, die das Becken umschließen, werden durch ein völlig anderes Klima gekennzeichnet. Das kontinuierliche Einströmen von polaren Luftmassen und ein sehr geringer Luftmassenaustausch in Folge starker thermischer Inversionen führen – wie erwähnt – zur Bildung einer Kaltluftsenke im Beckeninneren, so dass es zu einer starken Gliederung in thermisch begünstigte Hang- und Gipfelbereiche sowie kältere Beckenbereiche kommt. Die Randgebirge stellen im Winter Wärmeinseln dar. Im Sommer zeigt sich ein umgekehrtes Bild. Die Beckenbereiche heizen sich wesentlich stärker auf als die höhergelegenen Gebiete und es bildet sich eine unter dem Einfluss der Westwindzirkulation eine höhenabhängige vertikale Temperaturverteilung heraus. Im Wechsel der durchziehenden Hochs und Tiefs schwankt der Luftdruck um einen Mittelwert von 1.000 hPa.

3.1.3.2. Strahlungsverhältnisse

Der Strahlungsgenuss der Station Ulaangom variiert stark. Im Mittel der Jahre 1943-1996 beträgt die Jahressumme der Globalstrahlung 496,1 kJ/cm². Das liegt im unteren Bereich der in der Steppenzone auftretenden vieljährigen Mittelwerte (vgl. SCHULTZ 1995), hier bedingt durch geringe Einstrahlungssummen in den Wintermonaten. Im Juni ist die Globalstrahlung 4,5mal höher als im Dezember (Tab. 6).

Tabelle 6: Strahlungssummen (Mittel der Jahre 1943-1996) an der Station Ulaangom [kJ/cm²] (aus KRÜGER 2001)

	Jahr	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	Jun.	Jul.	Aug.
G	496,1	14,7	11,7	14,7	26,0	71,2	62,9	54,5
r	168,4	6,7	5,0	9,2	11,7	15,5	13,8	12,2
G-(1-r)	327,7	8,0	6,7	5,5	14,3	55,7	49,1	42,3
D	277,0	5,0	3,8	5,9	13,0	41,1	36,9	33,1
H	219,1	9,6	7,9	8,8	13,0	30,1	26,0	21,4
R	166,8	-1,3	-2,5	-1,3	1,7	32,3	30,2	24,7

G Globalstrahlung, r Albedo, G-(1-r) absorbierte Globalstrahlung, D direkte Strahlung, H diffuse Himmelsstrahlung, R Nettostrahlung

Die Summe der jährlichen Albedo beträgt im Mittel 168,4 kJ/cm². Etwa 34% der zugeführten Globalstrahlung werden reflektiert. Damit werden die von HENNING (1994) angegebene Wertespanne für die Steppe von 18-30% überschritten. Im Winter steigt die Albedo infolge der Schneebedeckung auf über 50%. Der höchste Wert wird mit 63% im Februar erreicht. Im Sommer geht die Albedo auch in der Trockensteppe bei Ulaangom auf 22% zurück. Eine starke Erwärmung des Oberbodens ist die Folge.

In der Bilanz ergibt sich für Ulaangom eine Summe der mittleren jährliche Nettostrahlung von 166,8 kJ/cm². Das sind 34% des langjährigen Mittels der Globalstrahlung. Durch Reflexion

und effektive Ausstrahlung gehen damit 66% der Globalstrahlung verloren. Im Dezember und bis Januar treten in Ulaangom sogar negative Werte der Strahlungsbilanz auf. Sie gehen einher mit einem sehr niedrigen Anteil der direkten Strahlung. Er beträgt durchschnittlich 56%. Im Juli steigt dieser Anteil auf mehr als 58%. Die Nettostrahlung liegt dann bei 48%. Auch in dieser Jahreszeit ist die effektive Ausstrahlung hoch. Der erhitzte Oberboden gibt an die bodennahe Luft eine beträchtliche Wärmestrahlung ab. Fehlende bzw. geringe Bewölkung führen zu einer geringen Gegenstrahlung.

Von Jahr zu Jahr kann sich auch die Nettostrahlung erheblich voneinander unterscheiden. Das zeigt ein Vergleich der Messergebnisse an der Station Ulaangom aus dem letzten Jahrzehnt (Tab. 7).

Tabelle 7: Summen der Nettostrahlung (1992-1999) an der Station Ulaangom [kJ/cm²] (aus KRÜGER 2001)

Zeitraum	Jahresmittel	Monatsmittel Juni	Monatsmittel Juli	Monatsmittel August
Langjähriges Mittel	496,1	71,2	62,9	54,5
1992	444,3	71,8	52,3	53,0
1993	432,5	59,8	47,6	51,0
1994	400,6	57,8	43,8	-
1995	481,5	73,4	63,0	51,0
1996	506,3	62,8	65,1	49,8

1994 erweist sich als das Jahr mit dem geringsten, 1996 als das Jahr mit dem höchsten Strahlungsgenuss. Das Mittel des Monats Juli liegt 1994 deutlich unter dem des Monats Juli 1996. Obwohl ansonsten im Durchschnitt und darunter liegend, zeichnet sich das Jahr 1995 durch das höchste Junimittel aus. Hier wird deutlich, dass der Witterungsverlauf auch in hochkontinentalen Räumen erheblich schwanken kann. Das Jahr 1998 weist besonders hohe Einstrahlungswerte im August auf, bei durchschnittlichen Werten im Juli. Die Ergebnisse der Strahlungsmessungen im Juli und August 1999 bewegen sich in Ulaangom unterhalb des vieljährigen Mittels.

3.1.3.3. Thermische Verhältnisse

Das hochkontinentale Klima des Uvs-Nuur-Beckens weist extreme Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter auf, die vor allem durch die starke Abkühlung in Dezember, Januar und Februar verursacht werden. Die Amplitude der Monatsmittel von Januar und Juli beträgt ca. 50 K. Sie lässt sich aus den 30-jährigen Mittelwerten ablesen, die für die Station Ulaangom vorliegen. Dabei handelt es sich um drei sich überschneidende Zeiträume: 1943-1972, 1957-1986 und 1971-2000 (Abb. 15).

Die Jahresmitteltemperaturen der Station Ulaangom zeigen eine Erwärmung an (Abb. 16). Anhand der Trendlinie ist zu erkennen, dass in den letzten 58 Jahren die Jahresmitteltemperaturen um 1,7 K angestiegen sind. Dieser Effekt wird dabei maßgeblich durch die Entwicklung der letzten 15 Jahre beeinflusst. Während bis 1985 mit 0,1 K praktisch kein Anstieg erkennbar ist, beträgt er für den Zeitraum 1986-2000 2,2 K.

Abbildung 15: Vergleich der 30-jährigen Monatsmitteltemperaturen an der Station Ulaangom

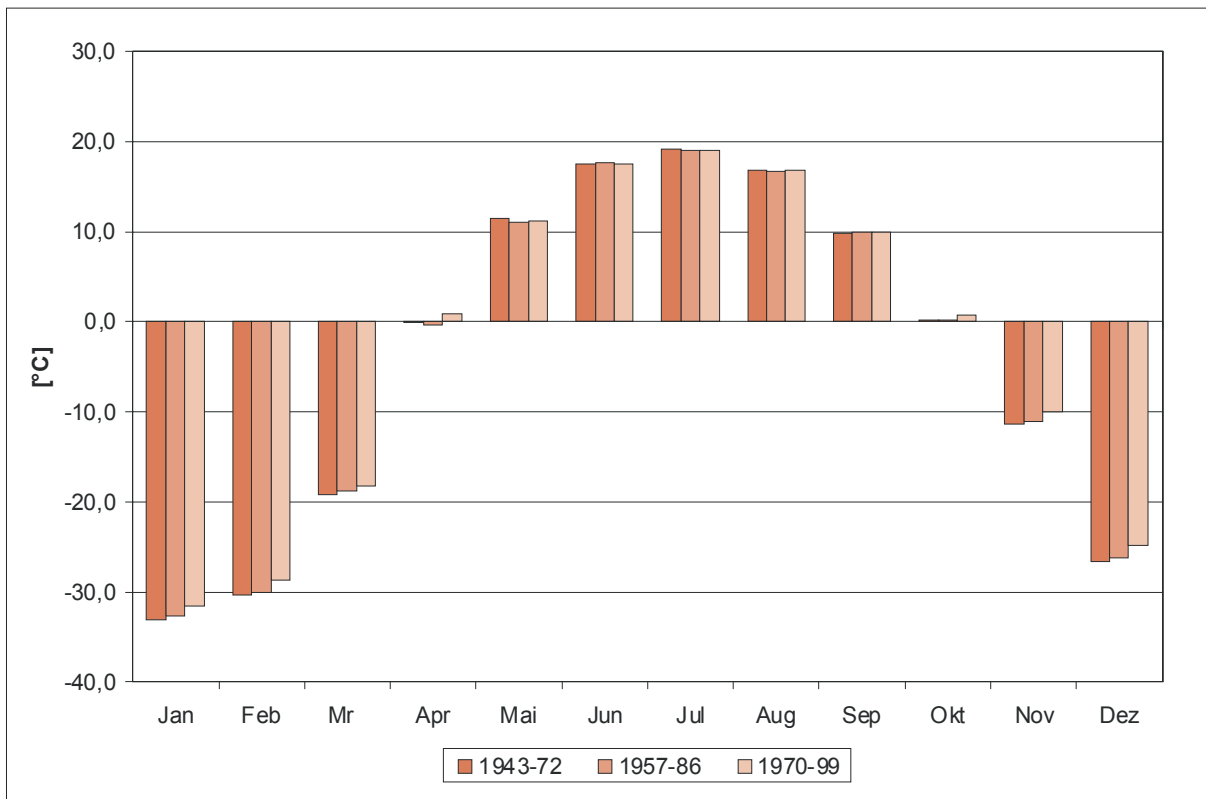
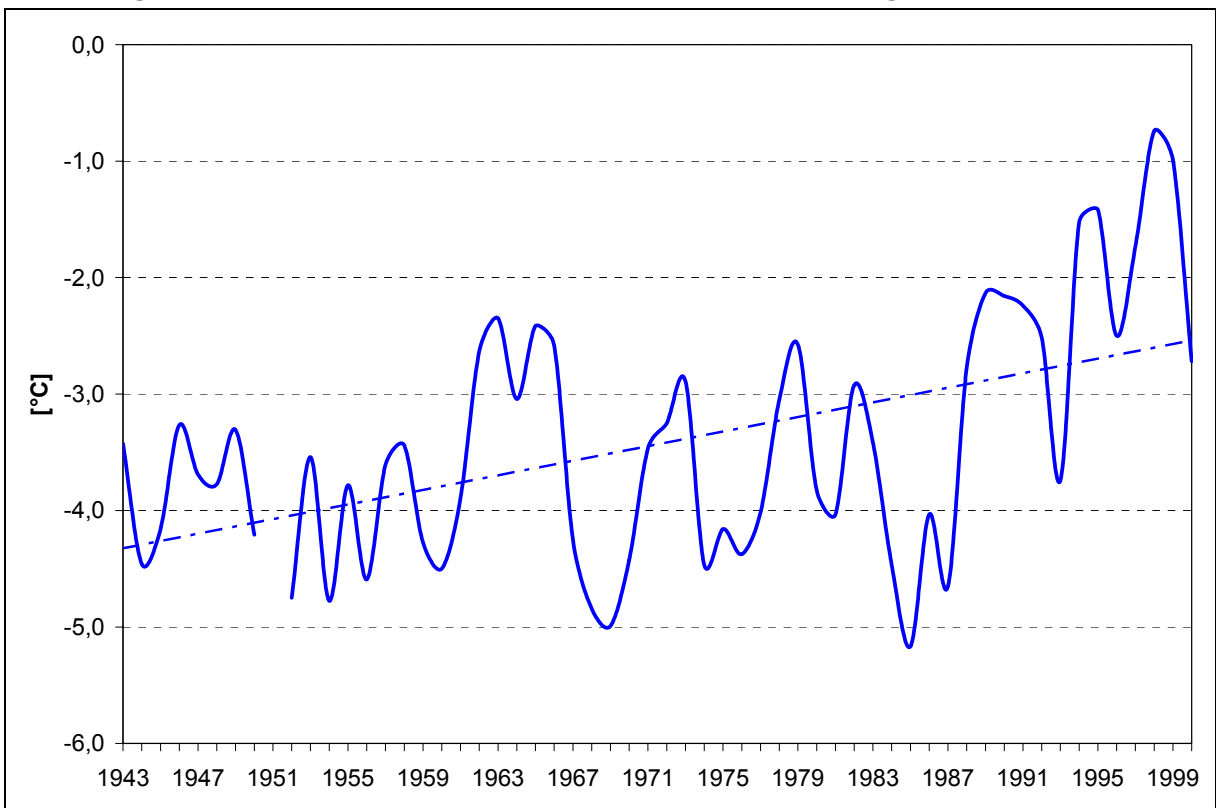


Abbildung 16: Jahresmitteltemperaturen an der Station Ulaangom 1943-2000



Ob dieser Trend anhalten wird oder ob es sich dabei nur um eine kurze Periode handelt, ist schwer abschätzbar. Die Winter 1999-2000 und 2000-2001 waren als sogenannter „Dzud“

langanhaltend und durch extrem niedrige Temperaturen gekennzeichnet. Dies hat – wie im Abfall der Temperaturkurve von 1999 bis 2000 in Abbildung 16 erkennbar – unmittelbaren Einfluss auf die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur (der Temperaturanstieg 1943-1999 betrug noch 1,9 K). Wie groß der Einfluss der Wintertemperaturen auf die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur ist, soll im Folgenden näher betrachtet werden.

30-jährige Mittel

Vergleicht man die 30-jährigen Monatsmittel dieser Zeiträume, so stellt man fest, dass es in den Winter- und Frühjahrsmonaten, etwa von Oktober bis April, zu einer kontinuierlichen Temperaturzunahme gekommen ist. Die Sommermonate zeigen demgegenüber diesen Trend nicht (vgl. Abb. 15, Tab. 8).

Tabelle 8: 30-jährige Monatsmitteltemperaturen [°C] an der Station Ulaangom

	Jahr	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1943-1972	-3,8	-33,0	-30,3	-19,2	-0,1	11,5	17,5	19,2	16,9	9,8	0,1	-11,3	-26,6
1957-1986	-3,7	-32,6	-30,1	-18,8	-0,3	11,0	17,7	19,0	16,7	9,9	0,2	-11,1	-26,1
1971-2000	-3,1	-31,5	-28,7	-18,0	0,6	11,3	17,5	19,1	16,9	10,1	0,8	-10,1	-24,7
Temperaturerhöhung [K]	0,7	1,5	1,5	1,2	0,9	0,5	0,2	0,2	0,2	0,3	0,7	1,2	1,9

10-jährige Mittel

Im 10-jährigen Mittel wird deutlich, dass die angesprochene Erhöhung der Winter- und Frühjahrsstemperaturen vor allem vom Zeitraum 1981-1990 zum Zeitraum 1991-2000 stattfand. Ausnahmen bilden hierbei die Monate Dezember und Januar, in denen diese Temperaturerhöhung stetiger verlief und sich zumindest über drei Jahrzehnte verfolgen lässt (Tab. 9).

Tabelle 9: 10-jährige Monatsmitteltemperaturen [°C] an der Station Ulaangom

	Jahr	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1951-1960	-4,1	-33,9	-29,9	-19,9	-1,5	10,7	17,3	18,9	17,3	10,6	0,3	-12,4	-27,2
1961-1970	-3,5	-32,5	-30,3	-18,1	-0,2	11,9	17,5	19,5	16,5	9,5	-0,3	-10,9	-25,2
1971-1980	-3,6	-32,4	-29,9	-18,9	0,5	9,8	18,5	19,0	17,0	10,2	0,1	-10,4	-26,8
1981-1990	-3,6	-31,8	-29,9	-18,7	-0,7	11,8	16,7	18,4	16,6	10,1	0,4	-11,1	-24,8
1991-2000	2,0	-30,4	-26,4	-16,5	1,9	12,4	17,5	19,9	17,1	9,8	1,7	-8,6	-22,5
Temperaturerhöhung [K]	2,1	3,5	3,9	3,4	3,4	2,6	1,8	1,5	0,8	1,1	2,0	3,8	4,7

5-jährige Mittel

An den 5-jährigen Mitteln ist zu erkennen, dass die Temperaturen der Winter- und Frühjahrsmonate spätestens seit dem Zeitraum 1986-1990 angestiegen sind. Es wird jedoch auch sichtbar, dass es über die gesamte Messperiode in jeder Jahreszeit zu Schwankungen kam. So lag beispielsweise das Jahresmittel 1961-1965 auf einem vergleichbar hohen Niveau wie in den Zeiträumen 1986-1990 bzw. 1991-1995. Nur der Mittelwert der letzten fünf Jahre vor der Jahrtausendwende ist höher. Die Monatsmittel im Dezember und Januar 1961-1965 waren ebenso hoch wie die Werte der Jahre 1991-1995 und 1996-2000. Davor und dazwischen lagen sie erheblich tiefer (Tab. 10).

Die Sommer- und Herbstmonate zeigen keinen Temperaturanstieg an. Die 5-jährigen Mittel für die Jahre 1946-1950 unterscheiden sich nur unwesentlich von denen der Jahre 1996-2000. Auch im 5-jährigen Mittel wird deutlich, dass die Erhöhung der Jahresmitteltemperaturen an der Station Ulaangom ausschließlich an die Abschwächung der Winterkälte gebunden ist.

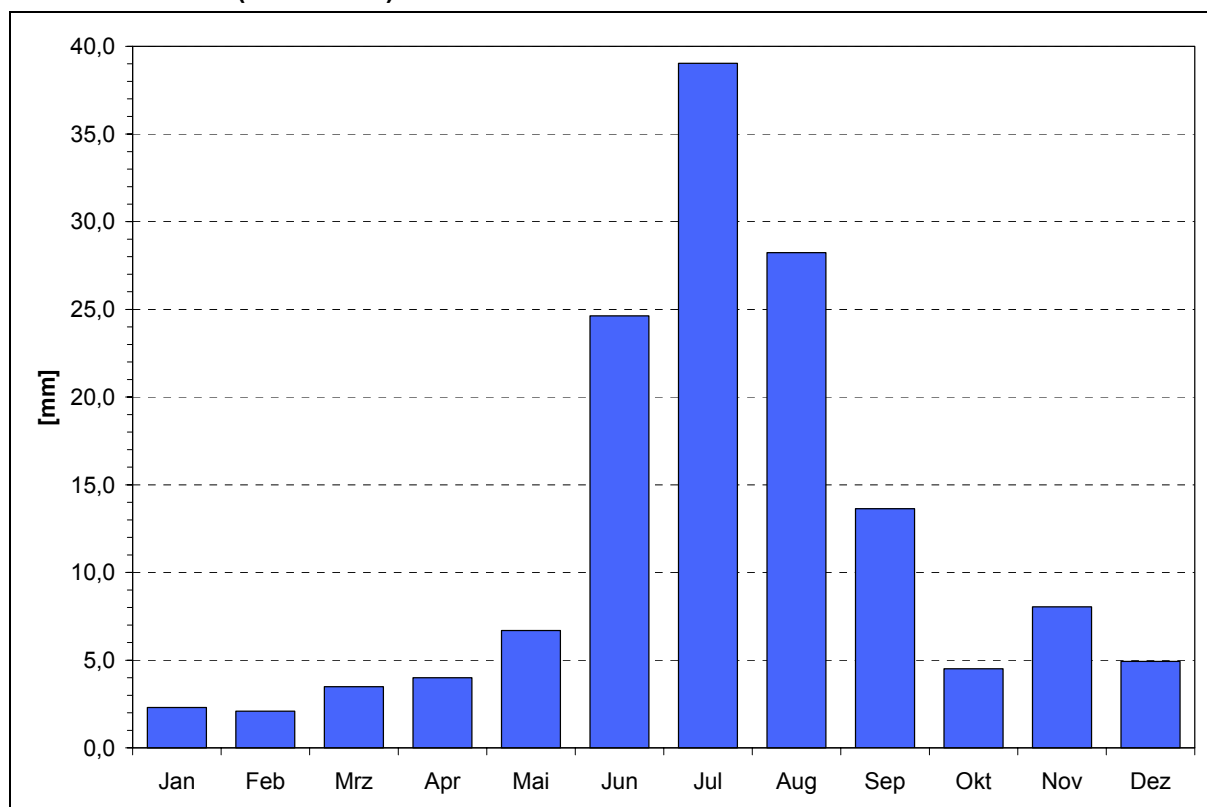
Tabelle 10: 5-jährige Monatsmitteltemperaturen [°C] an der Station Ulaangom

	Jahr	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1946-1950	-3,7	-32,0	-29,2	-19,5	2,2	11,2	17,4	19,8	16,7	9,6	0,5	-12,2	-28,3
1951-1955	-4,2	-33,5	-30,9	-20,5	-2,7	10,8	17,9	18,7	17,7	10,8	0,2	-11,7	-27,4
1956-1960	-4,1	-34,2	-29,2	-19,5	-0,6	10,6	16,9	19,1	17,0	10,4	0,4	-12,9	-27,1
1961-1965	-2,9	-30,9	-30,2	-17,6	-0,2	12,3	17,4	19,5	17,4	10,2	-0,7	-9,5	-22,1
1966-1970	-4,2	-34,1	-30,5	-18,6	-0,2	11,5	17,7	19,5	15,7	8,8	0,1	-12,3	-28,2
1971-1975	-3,6	-31,7	-30,6	-19,0	1,5	10,8	17,9	19,1	17,2	9,4	-0,5	-9,8	-27,9
1976-1980	-3,6	-33,0	-29,2	-18,7	-0,4	8,8	19,0	18,9	16,7	11,1	0,7	-11,0	-25,7
1981-1985	-4,0	-32,6	-31,1	-20,0	-1,6	11,3	17,2	17,9	16,3	9,7	1,6	-10,6	-26,1
1986-1990	-3,2	-31,0	-28,6	-17,4	0,1	12,3	16,3	18,9	16,9	10,5	-0,7	-11,6	-23,5
1991-1995	-2,3	-30,3	-26,3	-17,0	0,4	11,5	16,9	19,4	16,6	9,3	1,8	-7,8	-22,1
1996-2000	-1,7	-30,6	-26,5	-15,9	3,4	13,2	18,0	20,3	17,6	10,4	1,6	-9,5	-22,9
Temperaturerhöhung [K]	2,0	1,4	2,7	3,6	1,2	2,0	0,7	0,5	1,0	0,8	1,2	2,7	5,4

3.1.3.4. Niederschlagsverhältnisse

Zwei Drittel des Jahresniederschlags entfallen mit 91,8 mm auf die drei Sommermonate Juni bis August, in denen die Westwindzirkulation herrscht. Die mittlere Niederschlagssumme für den Juli als feuchtestem Monat beträgt 39,0 mm. Darauf folgen der Juni und der August mit jeweils 24,6 bzw. 28,2 mm. Die übrigen Monate empfangen eine deutliche geringere Niederschlagsspende, lediglich im September liegt die mittlere Summe mit 13,6 mm noch über der 10-mm-Grenze (Abb. 17).

Abbildung 17: Mittlere monatliche Niederschlagssummen an der Station Ulaangom (1943-2000)

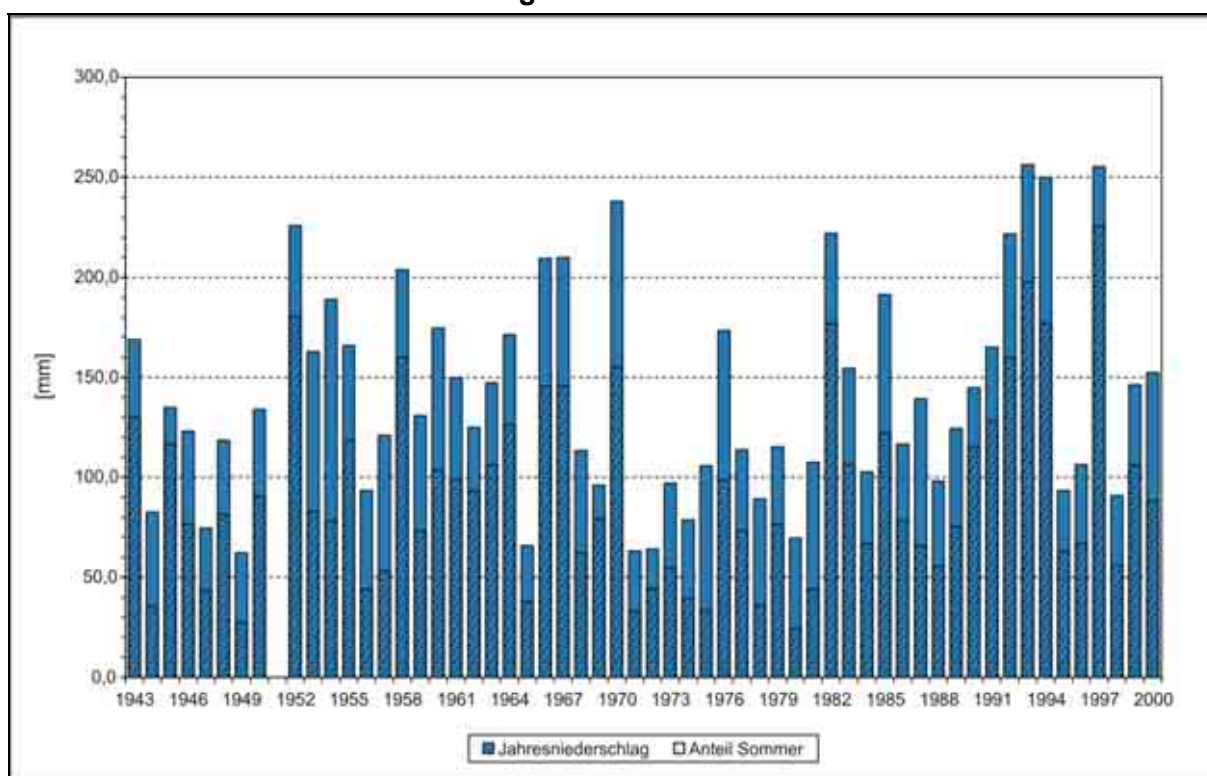


Die geringe Niederschlagsspende in Ulaangom ist neben der allgemeinen Kontinentalität des Klimas vor allem auf die Beckenlage und auf die daran gebundenen Luv-Lee-Effekte zurückzuführen. Die Niederschläge sind an Luftmassengrenzen im Bereich der Westwindzirkulation

gebunden. Grundsätzlich werden die westlich anströmenden Luftmassen durch den Mongolischen und Russischen Altai zum Aufstieg gezwungen und büßen bei Überschreiten der Gebirge stark an Feuchtigkeit ein. Bei leeseitigem Hinabströmen kommt es zum Föhn mit trocken-adiabatischer Erwärmung und zur Austrocknung der Luft durch ein vergrößertes Feuchteaufnahmevermögen.

Die zeitliche Variabilität der Niederschläge ist groß, sowohl im Jahresverlauf als auch im Vergleich zwischen verschiedenen Jahren (Abb. 18). 1997 fielen in Ulaangom mehr als 255 mm Niederschlag, 1998 lediglich 91 mm. Eine langfristige Veränderung der Niederschlagssummen ist jedoch nicht zu erkennen. In den 1990er Jahren tritt zwar ein leichter Anstieg der Niederschlagssummen ein. Allerdings werden dabei die Regenmengen kaum überschritten, die bereits 1952 zu beobachten waren.

Abbildung 18: Niederschlagssummen und Anteil der sommerlichen Niederschläge an der Station Ulaangom



Auch die 30-jährigen Mittel der Jahresniederschläge liegen ebenso wie die der Sommerniederschläge in den Eckwerten etwas höher als in der Mitte der Beobachtungsperiode (Abb. 19).

Betrachtet man die 10-jährigen Mittel, wird diese Entwicklung noch deutlicher (Abb. 20). Vor allem zwischen 1973 und 1982 fielen wenig Niederschläge. In diesem Zeitraum liegt der Anteil der Sommerniederschläge unter 60%. Im feuchtesten Jahrzehnt, 1991-2000, übersteigt dieser Anteil 70%.

Abbildung 19: Mittlerer Jahresniederschlag und 30-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom

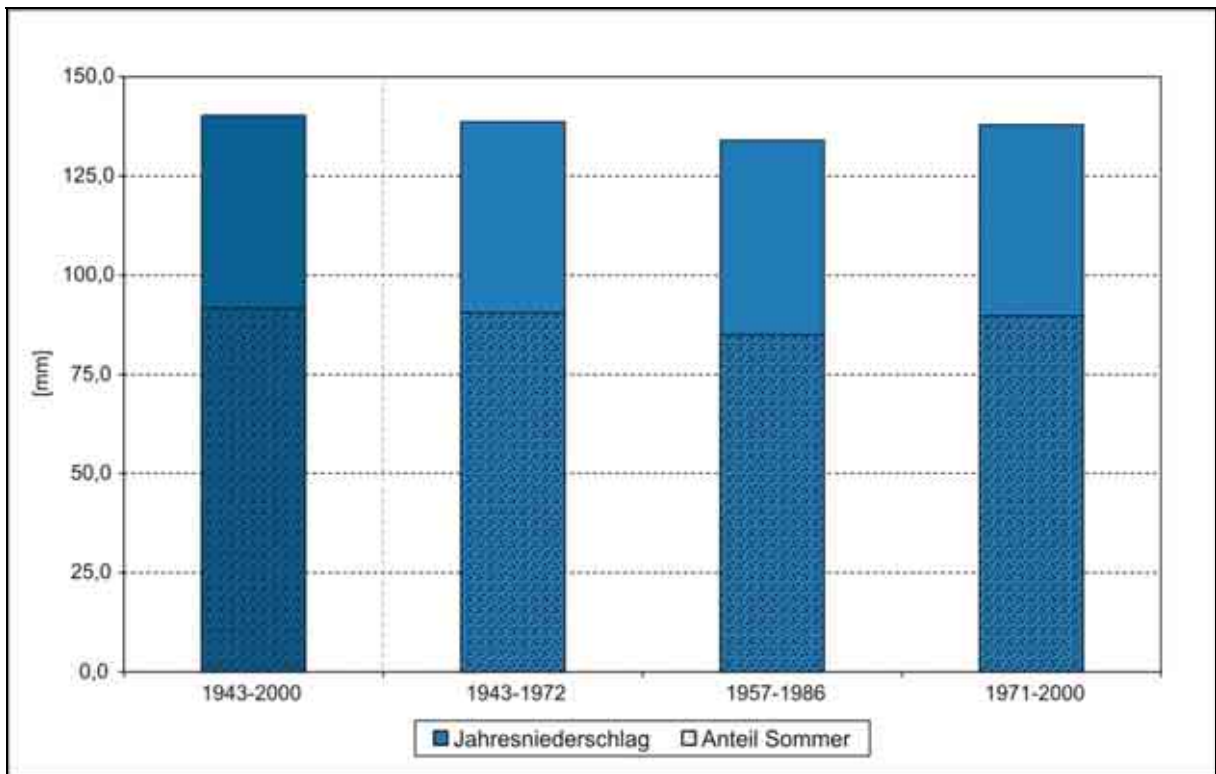
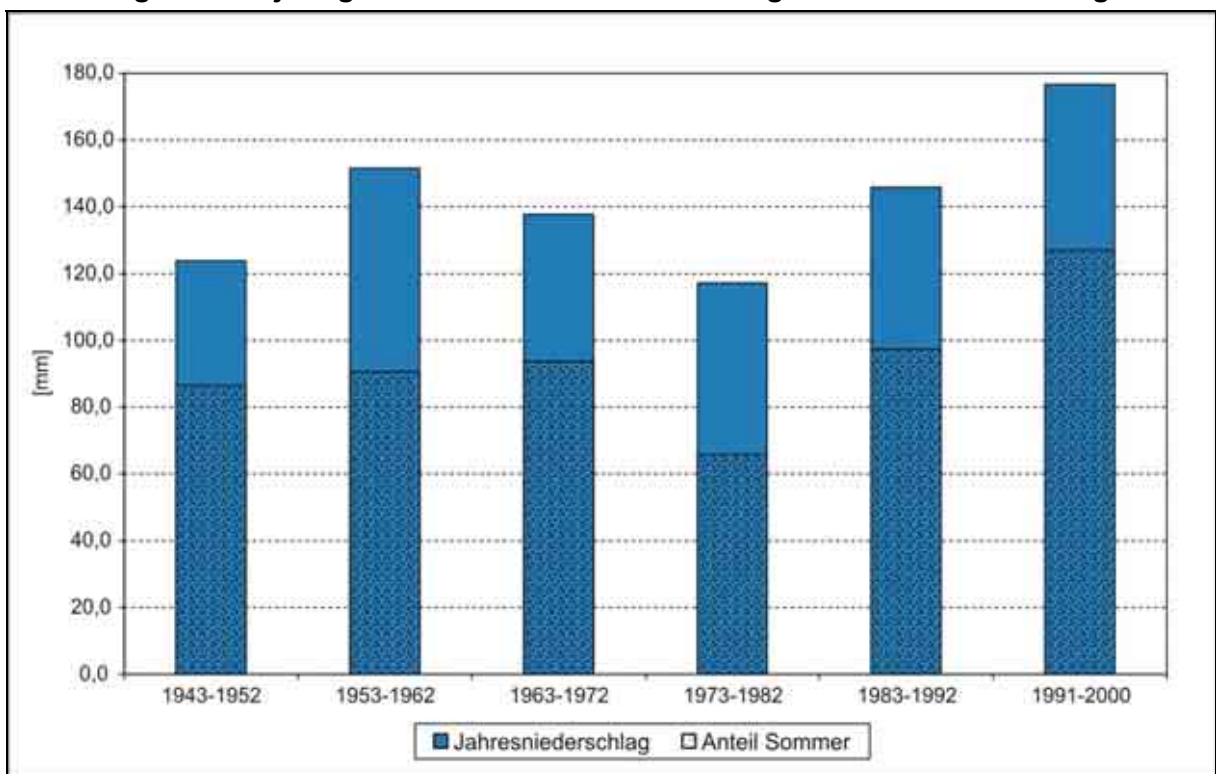
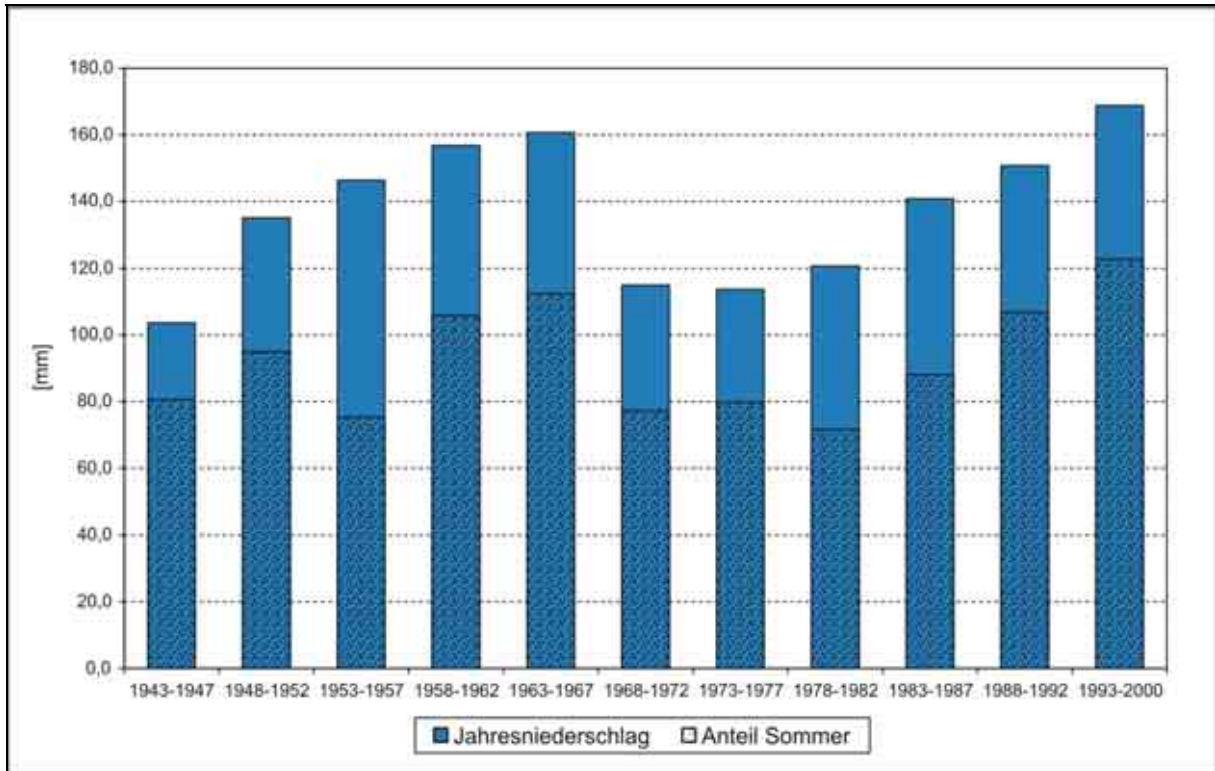


Abbildung 20: 10-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom



Es sind vor allem die Jahre zwischen 1973 und 1977, die eine Trockenperiode anzeigen. Das ergibt sich aus den 5-jährigen Mitteln des Niederschlags (Abb. 21). 1973-1975 wie auch 1972 oder 1977 lag die Niederschlagshöhe unter dem langjährigen Mittel 1943-2000. Der Anteil der Sommerniederschläge sank 1975, im niederschlagsärmsten Jahr, auf 32%.

Abbildung 21: 5-jährige Mittelwerte des Niederschlags an der Station Ulaangom



Im Uvs-Nuur-Becken ist nicht nur die zeitliche Variabilität der Sommerniederschläge hoch, sondern auch die räumliche Variabilität. Örtlich kann es zu bedeutenden Niederschlagsereignissen kommen, ohne dass die nähere Umgebung davon betroffen ist. Als bedeutend müssen hier allerdings schon Niederschlagsereignisse bezeichnet werden, bei denen die Niederschlagshöhe 5 mm übersteigt. Ein Starkregen im mitteleuropäischen Sinne konnte während der Sommer 1997 bis 1999 nicht beobachtet werden.

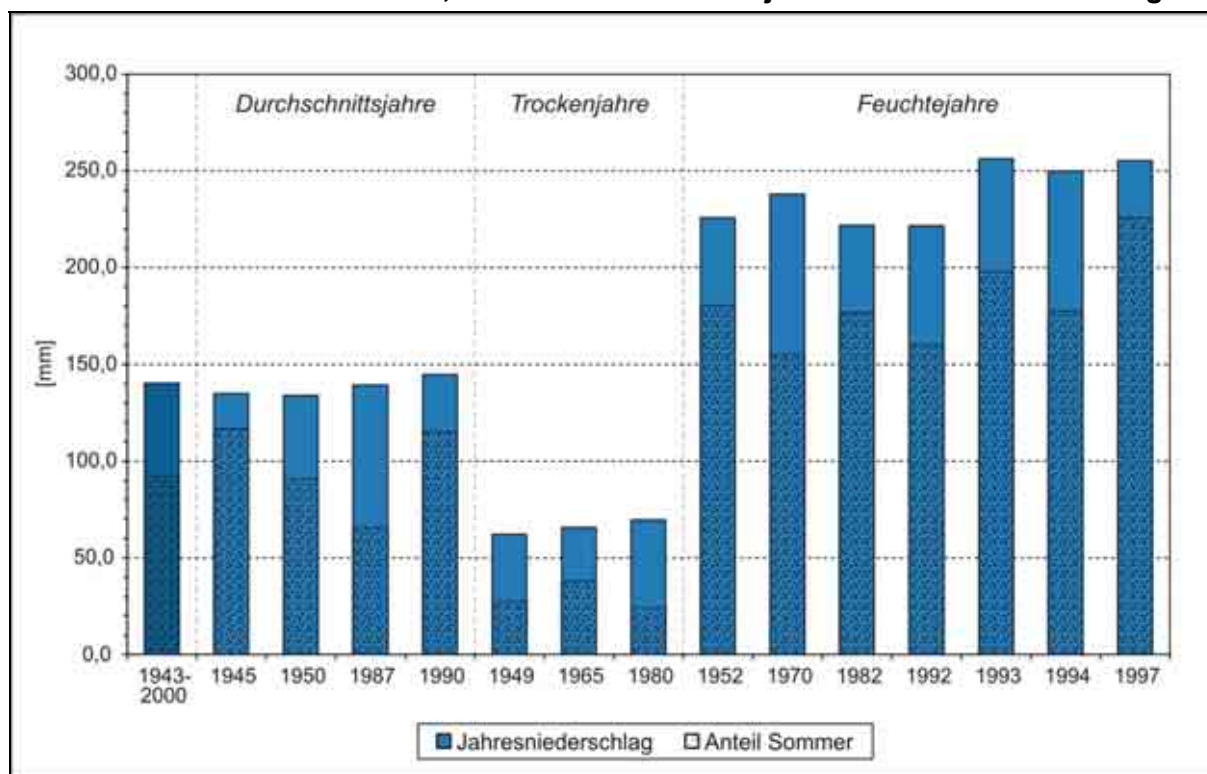
Abbildung 22: Regenschauer im Uvs-Nuur-Becken



Verursacht werden bedeutende Niederschlagsereignisse im Uvs-Nuur-Becken entweder durch Wärmegewitter oder durch Frontendurchgänge, an denen sehr unterschiedliche Luftmassen beteiligt sind. Die Entstehung von Regenschauern (Abb. 22) und Wärmegewittern wird durch die große Seefläche des Uvs Nuur begünstigt. Hier entstehen Luftkörper, die sich feucht-adiabatisch nur langsam abkühlen und in größere Höhen aufsteigen können als die umgebende, trocken aufsteigende Luft. Andererseits bilden sich bei Frontendurchgängen, die mit starken Luftmassengegensätzen verbunden sind, größere Niederschlagsfelder aus. Es handelt sich um advective Niederschläge, die mit der Höhenströmung aus Westen herangeführt werden. Dabei entstehen am Ostrand des Turgen-Kharkhiraa-Gebirgsmassivs und im Süden der Tannu-Ola-Ketten Leewirbel, die örtlich zu unterschiedlich hohen Regenmengen führen. Solch eine Wettersituation wurde beispielsweise am 22.08.1998 beobachtet. Einhergehend mit einem merklichen Temperaturrückgang von 5-7 K wurden an allen Niederschlagsmessstellen im Untersuchungsgebiet Tagessummen von 10-20 mm erreicht.

Nur wenige Jahre erhalten – wie 1945, 1950, 1987 und 1990 – durchschnittliche Niederschlagspenden. Vergleicht man die Jahre, die mehr als 50% vom langjährigen Mittel abweichen (Abb. 23), so ergeben sich mehr feuchte Jahre (wie 1952, 1970, 1982, 1992, 1993, 1994, 1997) als trockene Jahre (wie 1949, 1965, 1980).

Abbildung 23: Niederschlagssumme und Anteil der sommerlichen Niederschläge in Durchschnitts-, Trocken- und Feuchtejahren an der Station Ulaangom



Ein Zusammenhang zwischen den besonders warmen und den besonders niederschlagsreichen Jahren des letzten Jahrzehnts lässt sich nur in Einzelfällen erkennen (Tab. 11). Umgekehrt ist auch keine Korrelation zwischen den wärmsten und den trockensten Jahren erkennbar.

Tabelle 11: Jahresmittel der Temperaturen und Jahressummen des Niederschlags 1991-2000 in Ulaangom

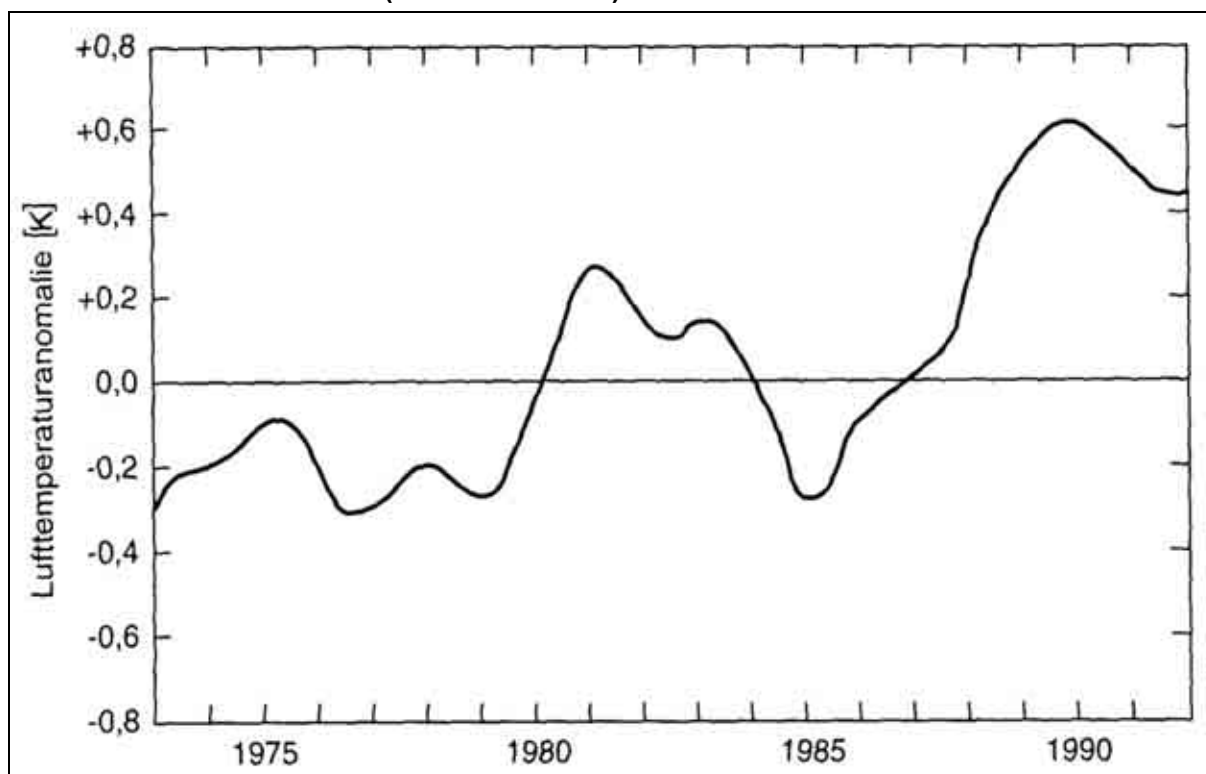
	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Temperatur	-2,2	-2,5	-3,7	-1,5	-1,4	-2,5	-1,7	-0,7	-1,0	-2,7
Niederschlag	165,1	221,7	256,3	249,9	93,4	106,3	255,3	91,0	146,2	152,3

Offensichtlich ist die sommerliche Erwärmung der letzten Jahre nicht mit kräftigeren Frontdurchgängen verbunden. Der Föhn, der von den Randgebirgen des Uvs-Nuur-Beckens ausgelöst wird, bleibt unvermindert wirksam. Dies ist auch daran zu erkennen, dass die Niederschläge nördlich und westlich des Sees sprunghaft ansteigen und Werte bis 400 mm im Jahresmittel erreichen.

3.1.3.5. Ein Vergleich

Auf dem Intergovernmental Panel on Climate Change 1992 sind monatsbezogene Daten über die Entwicklung der Lufttemperaturen auf der Nordhalbkugel vorgestellt worden (Abb. 24). Diese Daten wurden auf dem Festland von 30°N polwärts ermittelt.

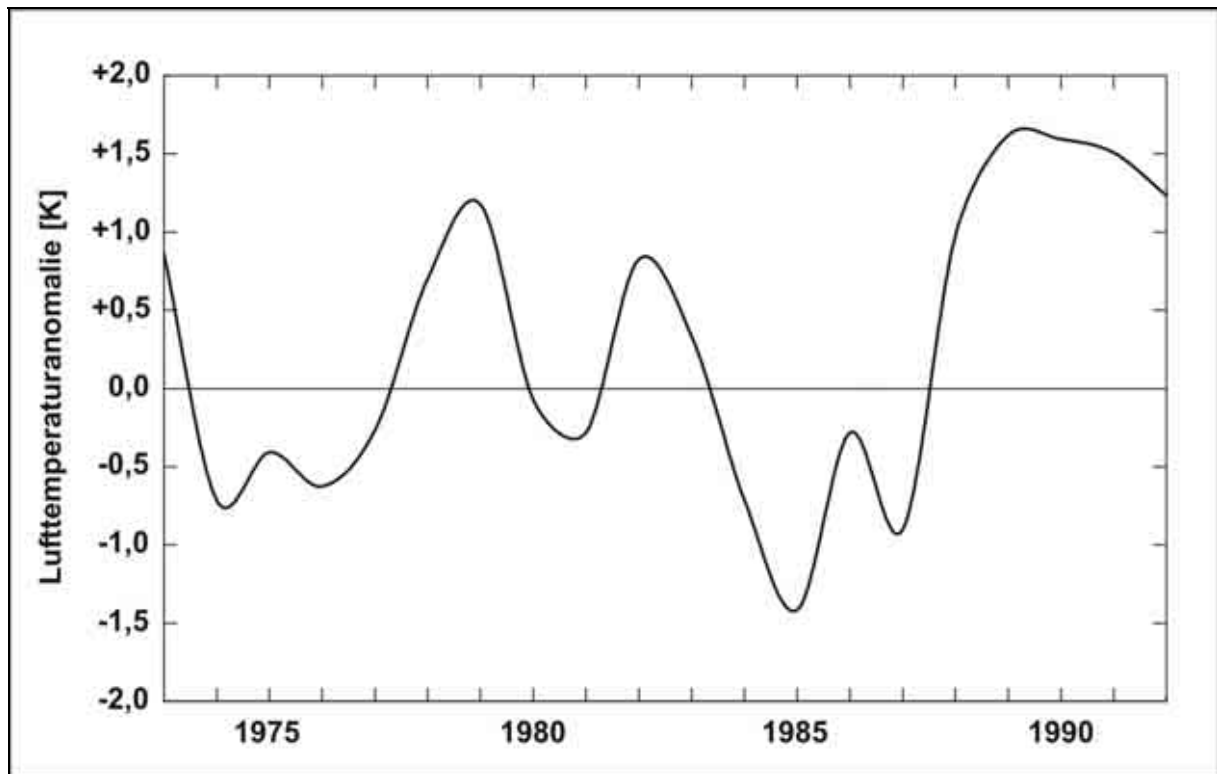
Abbildung 24: Geglätteter Verlauf der Lufttemperaturabweichungen 1973-1992 auf den Festlandsflächen der Nordhalbkugel vom langjährigen Mittel 1951-1980 (aus HENDL 1997)



Der Anstieg der nordhemisphärischen Temperaturmittelwerte konzentriert sich auf zwei Zeiträume: auf das erste Jahrzehnt der 1980er Jahre und auf die beginnenden 1990er Jahre. Ein ähnliches Bild zeichnet sich ab, wenn man die Abweichungen der Mittelwerte der Lufttemperatur für die Jahre 1973-1992 an der Station Ulaangom vom Stationsmittel 1952-1980 darstellt (Abb. 25).

In Ulaangom sind allerdings die positiven Temperaturabweichungen der 1970er Jahre wesentlich stärker ausgeprägt als im nordhemisphärischen Mittel. Dennoch wird der Anstieg der Temperaturen im ersten Jahrzehnt der 1980er Jahre, dessen Blockade Mitte der 1980er Jahre und der erneute Temperaturanstieg zu den 1990er Jahren deutlich nachgezeichnet. Die wärmste Periode seit Beginn der instrumentell belegten Beobachtungsreihen auf der Nordhalbkugel (CHAPMAN u. WALSH 1993) erfasst auch das Uvs-Nuur-Becken.

Abbildung 25: Verlauf der Lufttemperaturabweichungen 1973-1992 vom langjährigen Mittel 1952-1980 der Station Ulaangom



3.2. Das Landschaftsgefüge zwischen Kharkhiraa und Uvs Nuur in der Nähe von Ulaangom

Auf einer Breite von rund 10 km wurde die landschaftliche Ausstattung des östlichen Randes des Kharkhiraa und des westlichen Teils des Uvs-Nuur-Beckens eingehend untersucht. Dieses Untersuchungsgebiet ist etwa 10 km breit und 60 km lang. Es weist die typische Abfolge der Reliefs der innerasiatischen Trockengebiete auf: Gebirge, Pediment, Becken mit See-Terrassen und See-Ebenen.

Zwei Großlandschaften sind im Untersuchungsgebiet vertreten: der Turgen-Kharkhiraa-Gebirgskomplex und das Uvs-Nuur-Becken. Orografisch heben sie sich deutlich voneinander ab. Die Geländehöhe sinkt von ca. 3.000 m ü.d.M. bis zum See auf 759 m ü.d.M. ab. Im gebirgigen Westen betragen die Neigungswinkel 30-55°, während im Becken Neigungen von 0-2° überwiegen. Der Übergang wird durch Schutthalden am Hangfuß bei Neigungswinkeln von 4-10° und der anschließenden Pedimentfläche gebildet, die 1-4° geneigt ist.

Von Gebirge bis ins Becken lassen sich die Höhenstufen der Vegetation von der alpinen Stufe über die Gebirgswaldsteppe und die Trockensteppe bis zur Halbwüste verfolgen. Diese Abfolge war von HILBIG et al. bereits 1984 wenige Kilometer nördlich des Untersuchungsgebiets aufgenommen worden. Parallel dazu wurden an einem Transsekt (Abb. 26, Abb. 27) während der Sommer 1997, 1998 und 1998 neun witterungsklimatische Messstationen (S 1 bis S 9) betrieben.

Abbildung 26: Lage der Messstationen S 5 bis S 9 des Transsekts



3.2.1. Das Transsekt und die Messstationen

Das Transsekt (Abb. 27) beginnt auf dem Berg Khukh Uul in der ersten Randstufe des Turgen-Kharkhiraa-Gebirgsmassivs. Sein Gipfelplateau erreicht 2.905 m ü.d.M. und liegt auf einem SSW-NNE streichenden Bergkamm mit hochalpinen Polsterfluren (S 9, Tab. 12). Hangabwärts schließen sich alpine Matten an. Bei 2.330 m ü.d.M. (unterhalb von S 8) wird die Baumgrenze erreicht. Es beginnt die Gebirgswaldsteppe mit Lärchenwald auf den nordexponierten Hängen (S 7) und Grasland auf den südexponierten Hängen (S 6). Bei 1.800 m ü.d.M. liegt die untere Waldgrenze (oberhalb von S 5). Dies entspricht km 9 des Transsekts. Die Gebirgswaldsteppe geht hier in die Trockensteppe (S 4, S 3) über.

Nach km 25,5 wird die Ortschaft Ulaangom erreicht, die höher als 900 m ü.d.M. liegt. Daran schließt sich die See-Ebene an. Von km 36 an führt das Transsekt über die Halbwüste westlich des Sees (S 2). Etwa ab km 45 zeigen unterhalb 800 m ü.d.M. Salzausblühungen den trockensten Teil des Transsekts an, das bei km 57 am Salzsee Uvs Nuur (S 1) endet.

Abbildung 27: Karte des Transsekts

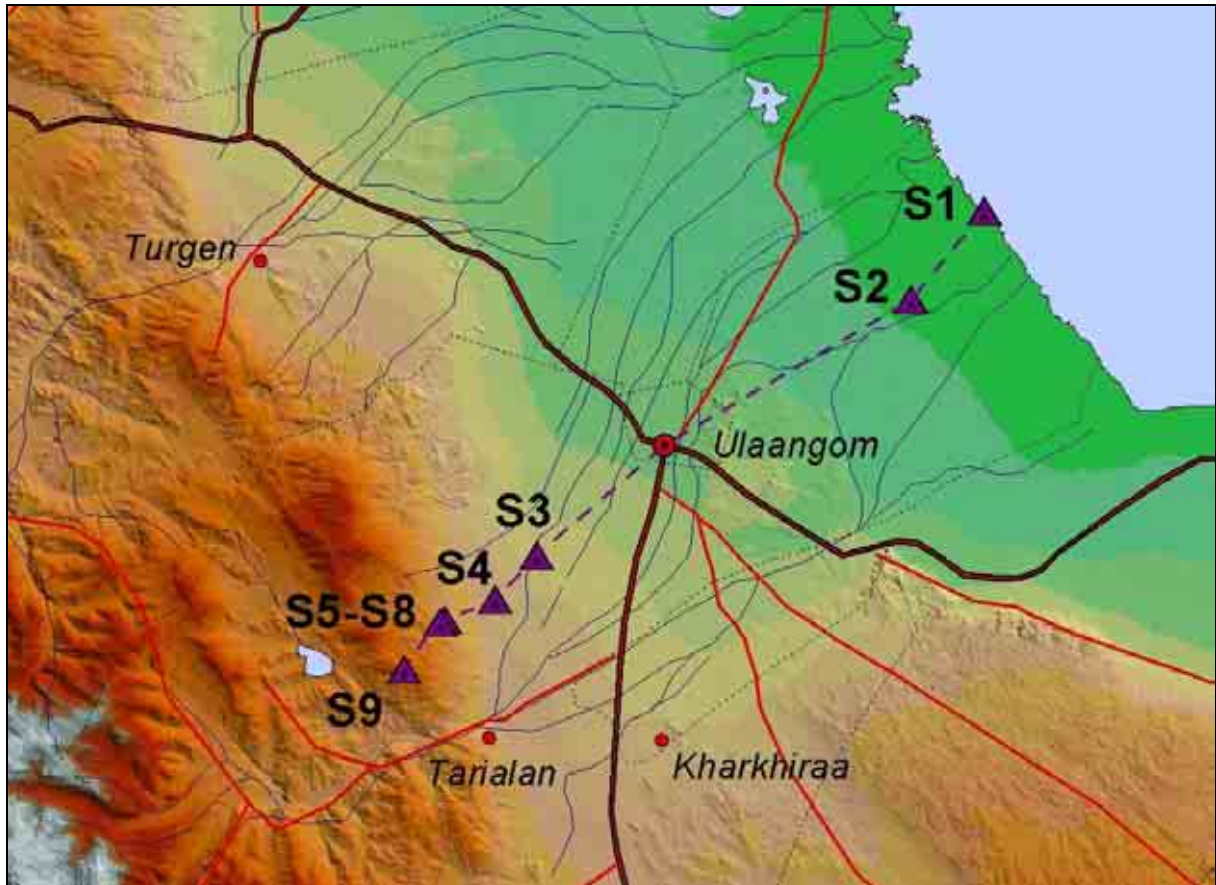


Tabelle 12: Messstationen im Untersuchungsgebiet

Messstation	Lage	Relief	Höhe ü.d.M. [m]	Hangneigung	Substrat	Boden	Vegetation	Bodenfeuchteregime (BFR)
S 1	50° 06' 58,2" N 92° 23' 05,7" E	See-Ebene	760	0°	Feinsande, Schluffe und Tone	Solonchak, Solonez, salzhaltiger Burozem, Gley	Halbwüste (versalzt)	Perioden-Grundwasser-BFR (Flurabstand 0,4-1 m)
S 2	50° 03' 20,6" N 92° 18' 41,9" E	See-Terrasse	800	1°	Sand mit Schluffbändern	Burozem	Halbwüste	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg (bei Flurabstand des Grundwassers > 2 m)
S 3	49° 53' 18,5" N 91° 56' 06,6" E	distales Pediment / Glacis (Schwemmflächen)	1.180	1°	Löss (um 9 dm) über Flussschotter	heller Kastanozem	Trockensteppe	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg
S 4	49° 51' 29,7" N 91° 53' 39,4" E	proximales Pediment (Schuttthalde)	1.380	2-4°	Löss (um 3 dm) über Hangschutt	heller Kastanozem	Trockensteppe	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg
S 5	49° 50' 44,2" N 91° 50' 40,1" E	Hangfuß	1.800	18°	löss-überwehter Hangschutt	mittlerer Kastanozem	Gebirgswaldsteppe an der unteren Waldgrenze (Steppe)	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg
S 6	49° 50' 36,7" N 91° 50' 24,5" E	südexponierter Hang	1.910	>20°	flachgründige skelettreiche Schuttdecke über Fels	mittlerer Kastanozem	Gebirgswaldsteppe (Steppe)	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg

Messstation	Lage	Relief	Höhe ü.d.M. [m]	Hangneigung	Substrat	Boden	Vegetation	Bodenfeuchte-regime (BFR)
S 7	49° 50' 37,5" N 91° 50' 24,4" E	nordexponierter Hang	1.910	>20°	flachgründige skelettreiche Schuttdecke über Fels	dunkler Kastanozem	Gebirgswaldsteppe (Lärchenwald)	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR mit Lösungsaufstieg
S 8	49° 50' 17,0" N 91° 49' 45,1" E	Berg Rücken	2.355	3°	flachgründige skelettreiche Schuttdecke über Fels	Kastano-Dernozem	alpine Matten an der oberen Waldgrenze (alpine Stufe)	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR über Dauerfrost
S 9	49° 48' 46,5" N 91° 48' 13,3" E	Gipfel	2.905	3°	flachgründige skelettreiche Schuttdecke über Fels	Leptosol	alpine Polsterfluren (alpine Stufe)	Wechselfrisch-Sickerwasser-BFR über Dauerfrost

Aus dem Kharkhiraa treten, verwildert und wechselnd wasserführend, der Tejlin Gol und der Kharkhiraa Gol (gol = mong. Fluss) als Zuflüsse des Uvs Nuur aus. Sie zerschneiden die Pedimentfläche und bilden einen ausgedehnten, 1-2° geneigten Schwemmfächer. Das Transsekt quert die Schwemmfächer des Tejlin Gol und des Kharkhiraa Gol (dessen südlicher Arm Turgen Gol genannt wird), ehe es die Dünen und Flachsenken der See-Ebene des Uvs Nuur erreicht (vgl. Abb. 35).

3.2.2. Witterungsklimatische Differenzierung

3.2.2.1. Überblick

Das hochkontinentale Klima des Untersuchungsgebiets weist eine deutliche Höhengliederung auf. Wie in der gesamten Nordwest-Mongolei handelt es sich um eine Abfolge, die vom Tundrenklima in den Kammlagen des Kharkhiraa über das boreale Klima der Hänge in das Trockenklima des Uvs-Nuur-Beckens weist. Ausgehend von der vertikalen Gliederung der Vegetation (s.u.) kann man sie am Transsekt den in Tabelle 13 dargestellten Höhenspannen zuordnen.

Tabelle 13: Klimatische Höhengliederung auf dem Transsekt

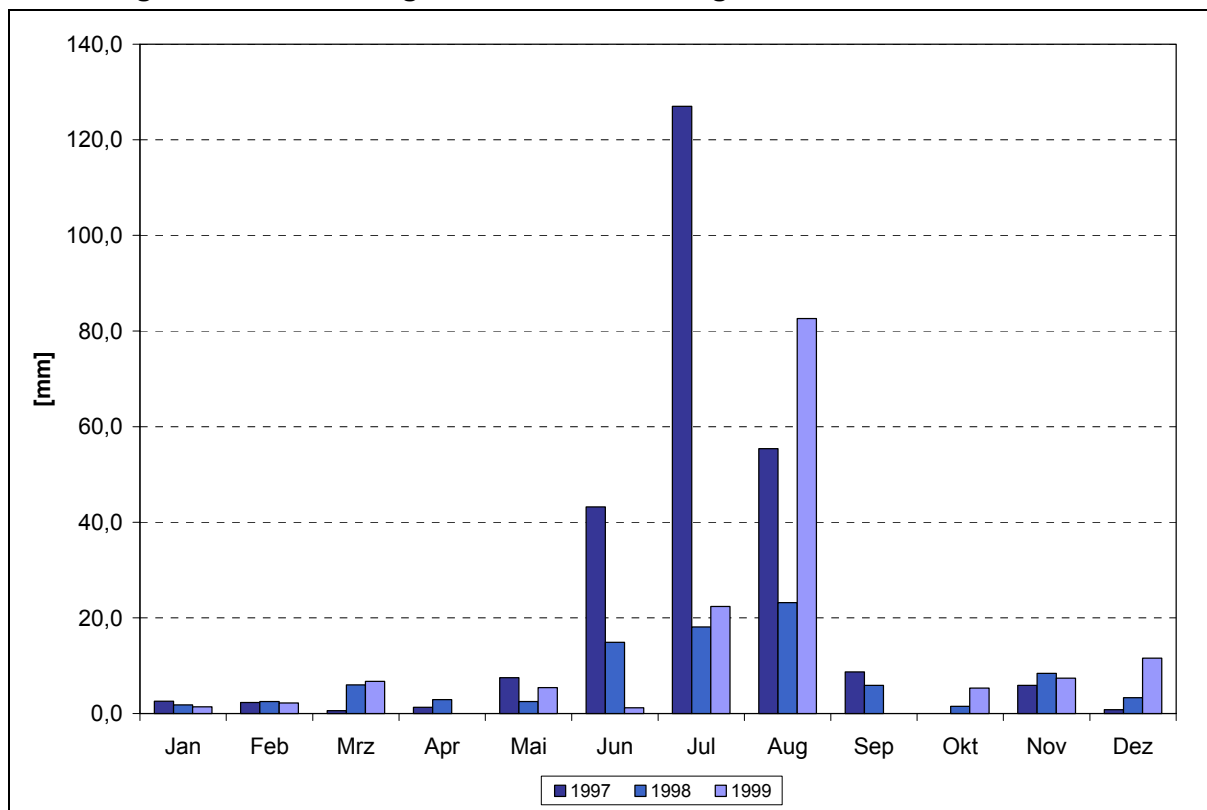
Höhe	Klimatyp	Bezeichnung nach KÖPPEN
~ 2.900-2.300 m ü.d.M.	ET	Tundrenklima
~ 2.300-1.800 m ü.d.M.	Dw	Wintertrockenes Schneewaldklima
~ 1.800-760 m ü.d.M.	BSk	Kaltes Steppenklima

In diesen Rahmen sind die Ergebnisse der klimatologischen Beobachtungen und Messungen einzuordnen, die während der Sommermonate 1997, 1998 und 1999 durchgeführt worden sind. Am Transsekt zeigte sich, dass die sommerlichen Hauptmerkmale dieses Klimas – starker Strahlungsgenuss, große tägliche Amplituden der Temperatur, Trockenheit – insgesamt im Uvs-Nuur-Becken am deutlichsten ausgebildet sind. Im Kharkhiraa schwächen sie sich hingegen ab. Auch in unmittelbarer Nachbarschaft des Wasserkörpers des Uvs Nuur ist das der Fall. Allerdings variieren diese Merkmale erheblich, so dass große Unterschiede im Witterungsgeschehen der einzelnen Jahre auftreten (KRÜGER 2001).

So war die Dauer der Hochdruckwetterlagen, die für den hohen Strahlungsgenuss, die große Amplituden der Temperatur und die Trockenheit verantwortlich zeichnen, während des Beobachtungszeitraumes sehr verschieden. 1997 bestimmten sie nur wenige Tage das Wetter. Sie wurden oft durch Zyklogen abgelöst, die mit der mäandrierenden Westwindzone das Untersuchungsgebiet erreichten. Dagegen dauerten die Hochdruckwetterlagen im Sommer

1998 und im Juni und Juli 1999 jeweils 10-15 Tage an. Auf den feuchten Sommer 1997 folgten die trockenen Sommer 1998 und 1999 (Abb. 28).

Abbildung 28: Niederschlag an der Station Ulaangom 1997, 1998 und 1999



Im Juli 1997 überstiegen die sommerlichen Niederschläge in Ulaangom mit 225 mm (Jahresniederschlag 255 mm) das Mittel der Messreihe 1943-1990 (92,0 mm) erheblich. Ihr Anteil am Jahresniederschlag betrug 88,2%. Im Juli 1998 betrug hingegen die Niederschlagsmenge nur 52,6 mm (Abb. 28). Damit gehört der Sommer 1998 zu den sieben niederschlagsärmsten seit Beobachtungsbeginn 1943 in Ulaangom. Außerordentlich niedrig waren auch die Niederschläge im Juni (1,2 mm) und Juli (22,4 mm) 1999.

Tabelle 14: Mitteltemperaturen der Sommermonate an der Station Ulaangom (KRÜGER 2001)

Monat	Temperatur [°C]			
	1943-1999	1997	1998	1999
Juni	17,5	17,2	17,4	18,0
Juli	19,2	17,4	21,1	22,1
August	16,9	15,9	19,9	17,4

Die Mittelwerte der Lufttemperaturen an der Station Ulaangom (Tab. 14) erreichten im feuchten Sommer 1997 nicht den Durchschnitt der Monate Juni, Juli und August. In den trockenen Sommern 1998 und 1999 lagen sie darüber.

3.2.2.2. Thermische Differenzierung

Strahlungsverhältnisse

Die räumliche Verteilung der Lufttemperaturen wird entscheidend von den Strahlungsverhältnissen geprägt. Hierbei traten im Untersuchungsraum große Unterschiede auf. Auf Grund der unterschiedlichen Reliefverhältnisse war ein räumlich stark differenzierter Strahlungsempfang zu erwarten. Rechenmodelle zur Ermittlung der Auswirkungen von Hangneigung

und Exposition auf den Strahlungsgenuss ergaben, dass das Maximum der theoretisch möglichen Einstrahlung im Sommer bei einer Exposition von 192,5° (SSE) und einer Hangneigung von 10,5° zu finden ist, das Minimum bei einer Exposition von 344,7° (NNE) und einer Hangneigung von 45° (HEIDEMANN 2000, LIERSCH u. FRANKE 2000). Erwartungsgemäß sind im Kharkhiraa bzw. am Rand der Uvs-Nuur-Beckens die südexponierten Hänge deutlich strahlungsbegünstigt, die nordexponierten strahlungsbenachteiligt.

Allerdings werden die theoretisch möglichen Einstrahlungswerte durch Unterschiede im Grad der Luftfeuchte und der Bewölkung erheblich modifiziert, wie die Messergebnisse zeigen. Sowohl 1998 als auch 1999 war in allen Beobachtungsperioden die Energiestromdichte der einfallenden direkten und diffusen Strahlung (Globalstrahlung) in der Halbwüste an der Station S 2 am größten. Der Anteil direkter Sonnenstrahlung ist besonders hoch, da im Lee der Gebirge die geringste Bewölkung auftritt. Ähnliche hohe Einstrahlungswerte ergaben sich – allerdings nur vereinzelt – allein an der Gipfelstation S 9. Ansonsten wurden an den Hängen des Kharkhiraa bzw. am Rand der Uvs-Nuur-Beckens in den Messperioden nur 75-90% der Werte von S 2 erreicht.

Tabelle 15: Mittlere Energiestromdichte der Globalstrahlung [W/m²]

Dekade	Jahr	S 2	S 3	S 6	S 9
		See-Ebene / Halbwüste	Pediment / Trockensteppe	Waldfreier süd- exponierter Hang (Bergwaldsteppe)	Gipfellage (alpine Stufe)
III.6	1998	265,8	212,6	208,1	211,9
	1999	274,0	250,7	247,1	-
I.7	1998	326,3	274,6	288,0	259,8
	1999	314,0	271,3	272,4	-
II.7	1998	251,0	210,7	210,2	187,0
	1999	258,0	233,0	247,8	-
III.7	1998	239,7	219,6	210,3	189,9
	1999	254,0	199,5	232,2	-
I.8	1998	282,5	244,1	246,3	236,7
	1999	221,0	178,2	176,0	-
II.8	1998	252,4	218,4	232,5	220,3
	1999	233,0	202,0	-	-
III.8	1998	233,8	206,7	201,6	222,8
	1999	234,0	203,2	-	-
I.9	1998	207,5	174,6	-	210,4
	1999	187,0	170,9	-	-

Anmerkung: 1W/m² = 0,36 J/cm²·h (vgl. HÄCKEL 1999)

Außerdem ergaben die solarimetrischen Messungen am Transsekt auch erhebliche zeitliche Unterschiede in der Energiestromdichte der einfallenden Globalstrahlung. Dies war sowohl innerhalb der Messperiode (in den Dekaden III.6 bis I.9) als auch zwischen den Sommermonaten verschiedener Jahre der Fall. Die Temperaturmaxima im trockenen und heißen Sommer 1998 waren auch mit den Höchstwerten der einfallenden Globalstrahlung verbunden.

Nur ein Teil der einfallenden Strahlung kam dem Pflanzenwachstum zugute. Der Anteil der photosynthetisch aktiven Strahlung (PHAR) steht im engen Zusammenhang mit dem Anteil der reflektierten und remittierten Globalstrahlung, ausgedrückt in den Albedowerten. Erfahrungsgemäß schwanken sie zwischen 12 und 30% im Grasland und zwischen 5 und 20% in Wäldern (HÄCKEL 1999). Für die Steppenstation Ulaangom wurden im Sommer Monatsmittel von 21-22% ausgewiesen.

Am Transsekt wurde die zeitliche Differenzierung der Albedo in der Trockensteppe an der Station S 3 beobachtet. Die höchsten Tageswerte erreichten hier 21%. Werte dieser Größenordnung wurden allerdings nur in ausgeprägten Trockenphasen beobachtet, wie z.B. Anfang Juli, Mitte Juli und Ende August 1999. Diese Perioden wurden durch Phasen unterbrochen, in denen die Albedo auf Werte von unter 18% zurückging.

Die Strahlungsbilanz der Sommermonate ist positiv. Somit ist die Energieeinnahme durch direkte Sonnenstrahlung und die diffuse Himmelsstrahlung größer als der Energieverlust durch die terrestrische Ausstrahlung der Erdoberfläche. Allerdings treten zwischen dem Uvs-Nuur-Becken und den Gipfellagen des Kharkhiraa deutliche Unterschiede in der Nettostrahlung auf (Tab. 16).

Tabelle 16: Mittlere Energiestromdichte der Nettostrahlung [W/m²] und Anteil an der Globalstrahlung (G) an den Stationen S 2 und S 9 in den Dekaden III.6. bis I.9 1998

Dekade	S 2	% G	S 9	% G
III.6	189,9	83,4		
I.7	210,8	64,6	132,4	55,9
II.7	162,8	64,9	92,4	51,9
III.7	173,4	72,3	91,9	54,3
I.8	201,1	71,2	126,8	53,7
II.8	167,1	66,2		
III.8	151,9	67,9	118,2	49,8
I.9	143,2	69,0	92,5	44,0

Im Gipfelbereich (S 9) werden nur 60-70% der Nettostrahlung erreicht, die in der Halbwüste (S 2) ermittelt wurde. Auffallend sind die relativ hohen Verluste durch Reflexion und Remission sowie effektive Ausstrahlung in der Gipfelposition gegenüber der Beckenlage.

Lufttemperaturen

Auch in der räumlichen Verteilung der Lufttemperaturen spiegelt sich das Relief im Untersuchungsgebiet wieder. Dies zeigt ein Blick auf die Messwerte in den Sommermonaten (Messhöhe 2 m). Tagesmittel um 20°C in der Halbwüste und in der Trockensteppe (S 2 und S 3) stehen Tagesmittel um 6°C in der alpinen Höhenstufe des Turgen-Kharkhiraa-Gebirgsmassivs gegenüber. Auch die täglichen Temperaturschwankungen nehmen mit steigender Höhe ab. Lediglich in unmittelbarer Nähe des Uvs Nuur ist eine deutliche Abschwächung der Tagesamplitude erkennbar (Tab. 17).

Bekanntermaßen ist die obere Waldgrenze eine thermische Grenze, die untere wird dagegen hygrysch bestimmt (vgl. BARTHEL, RICHTER u. HAASE 1963, HILBIG 1990). Dazwischen liegt die Gebirgswaldsteppe. Die Temperaturabnahme mit der Höhe wird hier durch expositionsbedingte Unterschiede in der Waldbedeckung modifiziert. Dies lässt sich anhand der Temperaturen an den Stationen S 5, S 6 und S 7 belegen (Tab. 17). An der unteren Waldgrenze befindet sich die Station S 5. Die obere Waldgrenze markiert der Messpunkt S 8.

Die Station S 7 liegt in einem Lärchenwald an einem nordexponierten Hang. Außerhalb des Waldes, jedoch auf gleicher Höhe, wurde die Station S 6 an einem südexponierten Hang errichtet. Der Waldstandort S 7 erreicht im Vergleich zu den waldfreien Standorten die höheren Tagesmitteltemperaturen, vor allem bedingt durch eine geringere nächtliche Abkühlung als im Offenland. Auch die Tagesamplitude der Bodentemperaturen ist dort geringer. An der Steppenstation S 6 konnten in 2 cm Tiefe während des August 1997 bei Strahlungswetter tägliche Temperaturschwankungen von bis zu 29 K beobachtet werden (WILMKING 1998). Dagegen lag 1997 an der Waldstation S 7 die größte Tagesamplitude der Bodentemperaturen in 2 cm Tiefe nur bei 3,8 K. Diese Temperaturunterschiede zwischen den nord- und südexponierten Hängen der Gebirgswaldsteppe treten in abgeschwächter Form auch im Unterboden auf.

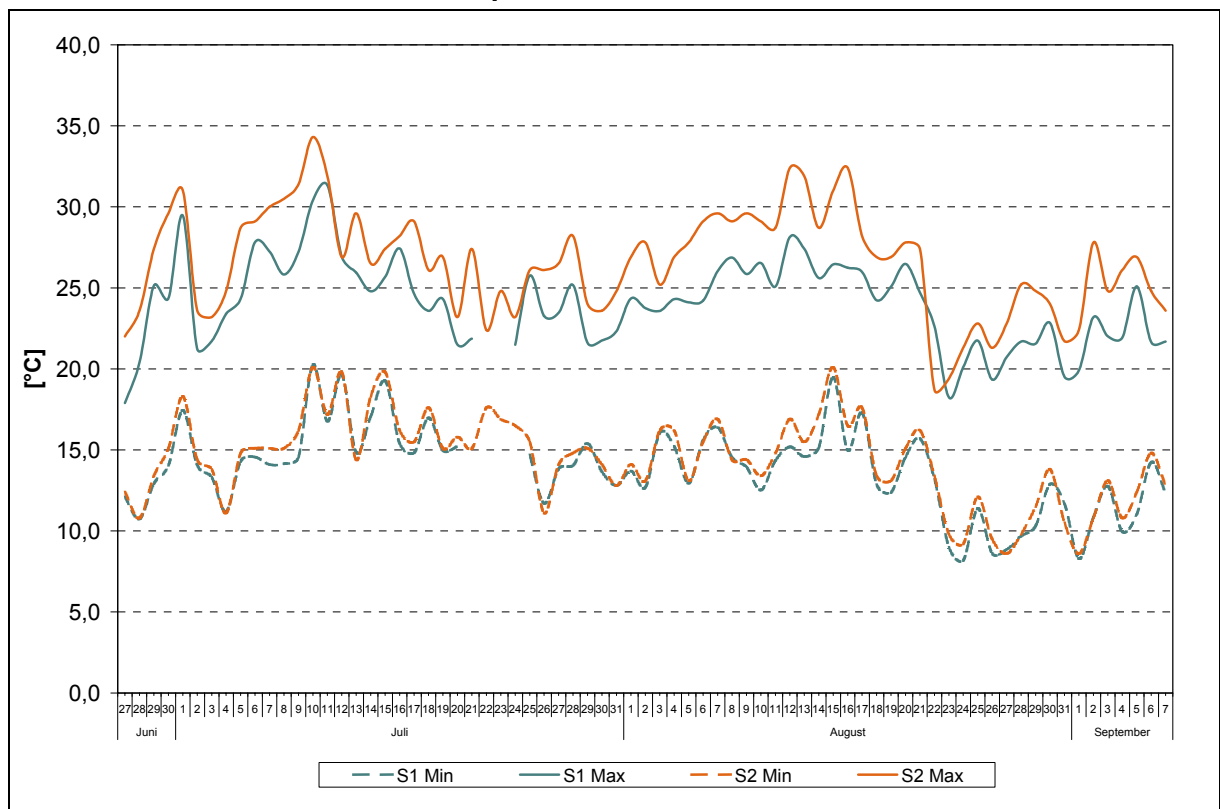
Ein Einfluss des Uvs Nuur auf den Temperaturgang war aus der Abschwächung der Tagesamplituden ersichtlich. Temperaturmessungen an den Stationen S 1 belegen, dass dies in erster Linie bei Strahlungswetter der Fall ist. Ein Vergleich zwischen den Messwerten 1998 an den Stationen S 1 und S 2 zeigt, dass die feuchteren und kühleren Luftkörper über dem 3.350 km² großen Uvs Nuur tagsüber an S 1 eine Abschwächung der Maxima bis zu 6 K

bewirken. Dagegen betragen die Unterschiede der Tagesminima zwischen S 1 und S 2 zu- meist weniger als 1 K (Abb. 29).

Tabelle 17: Mittelwerte der Lufttemperaturen während der Messperioden 1998 und 1999

Station	Position	Messperiode		Mittleres Tagesmittel [°C]		Mittleres Tagesmaximum [°C]		Mittleres Tagesminimum [°C]		Mittlere Tagesamplitude [K]	
		1998	1999	1998	1999	1998	1999	1998	1999	1998	1999
S 1	See-Ebene / Halbwüste	23.06.-08.09.		19,0	-	23,7	-	13,9	-	9,8	
S 2		18.06.-08.09.	18.06.-08.09.	20,4	20,3	26,6	25,3	14,2	13,7	12,4	11,6
S 3	Schwemmfächer / Trockensteppe	17.06.-10.09.	16.06.-08.09.	19,8	19,1	25,7	24,7	14,3	13,7	11,4	11,0
S 5	Waldfreier Hang / Gebirgssteppe (an der unteren Waldgrenze)	21.06.-02.09.	22.06.-02.08.	17,4	16,3	22,7	-	12,0	-	10,7	
S 6	Waldfreier süd-exponierter Hang / Gebirgssteppe	21.06.-02.09.	23.06.-14.08.	15,2	14,5	18,6	18,1	12,5	10,9	6,1	7,2
S 7	Bewaldeter nord-exponierter Hang / Gebirgssteppe	21.06.-02.09.	22.06.-02.08.	16,1	15,5	-	19,1	-	12,1	-	7,0
S 8	Waldfreier Kamm / alpine Stufe (an der oberen Waldgrenze)	20.06.-06.09.	-	11,3	-	14,6	-	8,3	-	6,3	
S 9	Gipfelage / alpine Stufe	27.06.-06.09.	-	6,1	-	9,6	-	2,8	-	6,8	

Abbildung 29: Extrema der Lufttemperaturen (2 m) an den Stationen S 1 und S 2 während der Messperiode 1998



Betrachtet man die zeitliche Verteilung der Lufttemperaturen auch an den anderen Stationen, dann zeigt sich erwartungsgemäß, dass von der ersten Julidekade bis zur zweiten Augustdekade in dem extrem kontinentalen Klima des Untersuchungsgebietes die Höchstwerte erreicht werden. Dies lässt sich an den Dekadenmittelwerten der Lufttemperaturen erkennen (Tab. 18).

Tabelle 18: Temperaturen [°C] im Dekadenmittel für den Messzeitraum vom 23.06.-08.09. in den Jahren 1998 und 1999

Dekade	Jahr	S 1	S 2	S 3	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9
		Halbwüste	Steppe	Gebirgswaldsteppe			alpine Stufe		
III.6	1998	15,7	17,2	16,2	10,9	10,2	12,3	7,5	3,4
	1999	-	20,6	20,4	15,5	14,6	15,8	-	-
I.7	1998	20,4	22,6	22,3	17,2	16,3	17,6	12,9	7,3
	1999	-	20,0	19,1	14,0	13,5	14,7	-	-
II.7	1998	21,3	22,3	21,8	16,3	15,3	17,8	12,0	6,3
	1999	-	25,9	25,4	20,1	19,8	20,6	-	-
III.7	1998	19,4	20,4	19,3	13,9	12,8	17,8	9,6	4,2
	1999	-	22,4	21,0	15,7	15,1	16,2	-	-
I.8	1998	20,4	21,7	20,4	16,5	15,6	17,4	12,4	7,4
	1999	-	19,1	17,5	-	11,5	13,0	-	-
II.8	1998	21,3	23,0	22,8	18,5	17,7	19,4	14,2	8,9
	1999	-	16,3	15,1	-	-	-	-	-
III.8	1998	16,4	17,2	16,8	12,5	11,8	13,6	9,1	4,0
	1999	-	19,6	19,0	-	-	-	-	-
I.9	1998	17,2	18,9	16,7	14,4	14,4		12,6	7,4

Dennoch sind zwischen den Jahren 1998 und 1999 deutliche Unterschiede im Temperaturverlauf zu verzeichnen. Am wärmsten ist 1998 die zweite Augustdekade, 1999 dagegen die zweite Julidekade. In beiden Jahren setzt ab der dritten Augustdekade ein Rückgang der Dekadenmittel ein, besonders im Jahr 1999. Im Gegensatz dazu ist der Temperaturanstieg von Juni zu Juli im Jahre 1998 am stärksten. Die niedrigsten Dekadenmittel wurden 1998 im Juni gemessen, 1999 im September. Zu beachten ist, dass zu dieser Zeit an einigen Tagen wesentlich niedrigere Mittelwerte zu verzeichnen waren, in der Gebirgswaldsteppe beispielsweise um 6 K.

3.2.2.3. Hygrische Differenzierung

Niederschläge

Am Rand des Kharkhiraa und im Beckeninneren bestimmen Loeffekte die Niederschlagshöhen. Dies zeigen nicht nur die langjährigen Messreihen, sondern auch die Niederschlagsmessungen während des Beobachtungszeitraumes 1997 bis 1999. Erwartungsgemäß zeigt eine Betrachtung der räumlichen Verteilung der Niederschläge, dass diese vom Becken zum Gebirge tendenziell zunehmen, ebenso wie die Zahl der Niederschlagstage und die maximalen Tagessummen. Es ist erkennbar, dass im Beckeninneren (S 1) weniger als 50% der Niederschläge fallen, die im Gebirge (S 9) registriert werden (Tab. 19).

In der See-Ebene wurden vor allem Niederschläge von mittlerer Intensität beobachtet. Im Gebirge treten dagegen mehrfach hohe Tagesniederschläge auf. Dies trifft insbesondere für die Station S 9 zu, in abgeschwächter Form aber auch für die Stationen S 5 und S 6. Die Zahl der Niederschlagsereignisse steigt ebenfalls von der See-Ebene zum Beckenrand an. 21 Niederschlagstagen an der Station S 1 stehen während der Messperiode 1998 28 bzw. 23 Niederschlagstage an S 2 und der meteorologischen Station Ulaangom gegenüber. Allerdings gibt es Ausnahmen von dieser Regel, wie die relativ hohen Niederschlagswerte 1998 an der Messstation S 3 zeigen.

Tabelle 19: Niederschlagssumme, Niederschlagstage, höchster Tagesniederschlag während des Untersuchungszeitraumes (KRÜGER 2001)

Station	Jahr	Summe	< 1 mm		1,0-4,9 mm		5,0-9,9 mm		10,0-19,9 mm		> 20 mm		Tage mit N > 0,1 mm	Tagesmax. [mm]
			d	%	d	%	d	%	d	%	d	%		
			S 1 (Halbwüste)	1998	39,4	8	38,0	11	52,0	1	5,0	1		
	1999	52,6	9	47,4	8	42,1	0	0,0	2	10,5	0	0,0	19	16,0
S 2 (Halbwüste)	1998	46,6	12	43,0	14	50,0	1	4,0	1	4,0	0	0,0	28	10,0
	1999													
S 3 (Trockensteppe)	1998	95,1	12	38,7	14	45,2	2	6,4	2	6,4	1	3,3	31	20,8
	1999	94,9	6	28,6	9	42,5	3	14,3	3	14,3	0	0,0	21	16,6
S 5 (Gebirgswaldsteppe)	1998	88,3	13	38,2	15	44,1	4	11,8	2	5,9	0	0,0	34	11,0
	1999	108,2	11	34,4	15	46,9	4	12,5	2	6,3	0	0,0	32	18,5
S 6 (Gebirgswaldsteppe)	1998	83,6												
	1999	113,5	9	29,0	14	45,2	6	19,4	2	6,5	0	0,0	31	18,6
S 7 (Gebirgswaldsteppe)	1998	47,8	15	55,6	10	37,0	1	3,7	1	3,7	0	0,0	27	14,8
	1999	72,6	10	33,3	17	56,7	1	3,3	2	6,7	0	0,0	30	12,7
S 9 (alpine Stufe)	1998	210,6	7	22,0	15	45,0	6	18,0	3	9,0	2	6,0	33	55,8
	1999													

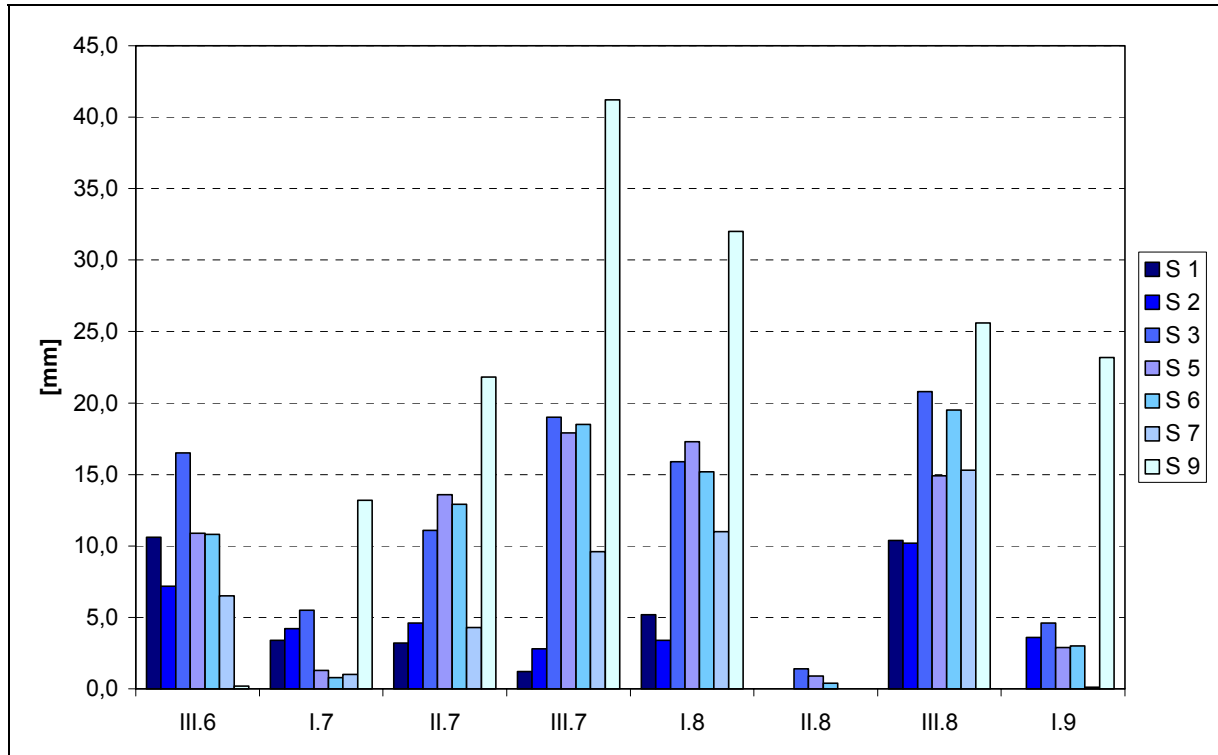
Die relativ geringen Niederschlagswerte in beiden Jahren an der Station S 7 sind dadurch bedingt, dass in den Lärchenwäldern infolge Interzeption nur 55-65% des Regens den Waldboden erreicht. Dies belegt ein Vergleich der Tagesniederschläge des Waldstandortes S 7 mit denen des benachbarten waldfreien Standortes S 6 (Tab. 20).

Tabelle 20: Vergleich von Niederschlagssummen an den Stationen S 6 und S 7 (KRÜGER 2001)

Datum	S 7 [mm]	S 6 [mm]	S 7 / S 6 [%]
21.06.1998	0,0	1,5	
22.06.1998	0,9	2,0	45,0
23.06.1998	0,9	3,0	30,0
27.06.1998	2,0	3,3	60,6
16.07.1998	1,0	2,7	37,0
24.07.1998	4,3	7,1	60,6
03.08.1998	9,2	10,5	87,6
07.08.1998	0,3	1,0	30,0
22.08.1998	14,8	15,6	94,9
08.09.1998	0,1	3,0	3,3
29.07.1999	2,1	3,1	67,7
02.08.1999	1,8	2,7	66,7
05.08.1999	1,3	2,6	50,0
17.08.1999	0,1	0,4	25,0

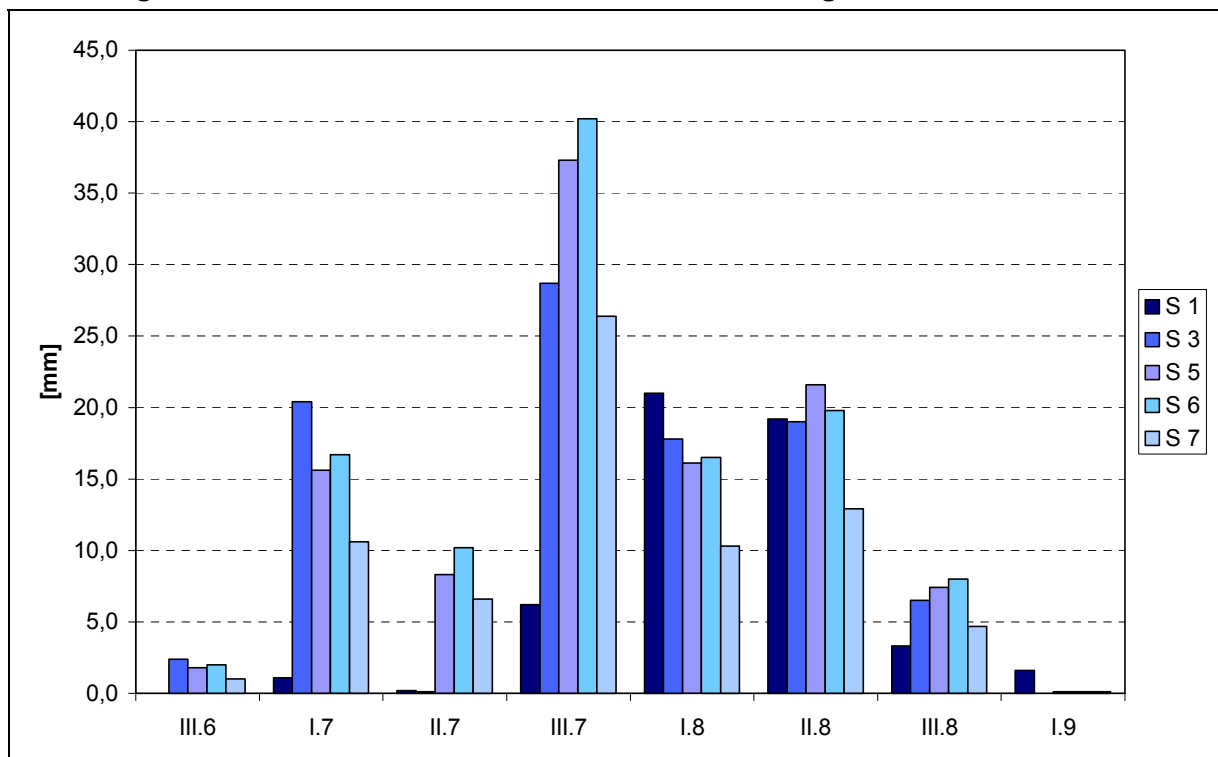
Neben der räumlichen ist auch die zeitliche Variabilität der Niederschläge bemerkenswert (Abb. 30, Abb. 31). In dem besonders trockenen Jahr 1998 war die zweite Augustdekade fast niederschlagsfrei. Niederschläge konzentrierten sich auf die dritte Julidekade sowie auf die erste und dritte Dekade des August. Durch Niederschlagsmaxima zeichnet sich hierbei die Gipfelstation S 9 aus (Tab. 19), gefolgt von den Hangstationen S 5 und S 6 sowie der Beckenstation S 3.

Abbildung 30: Dekadensummen der Sommerniederschläge 1998



Die Summe der Niederschläge während der Messperiode 1999 war an fast allen Stationen (S 1 ausgenommen) 15-25 mm höher als 1998. Dies war vor allem einer relativ feuchten dritten Julidekade geschuldet, darüber hinaus aber auch einer insgesamt höheren Intensität der Niederschlagsereignisse (Abb. 31). Niederschlagsmaxima weisen die Hangstationen S 5 und S 6 auf, teilweise auch die Station S 3 (an der Gipfelstationen S 9 sind 1999 keine Messungen erfolgt).

Abbildung 31: Dekadensummen der Sommerniederschläge 1999



Einen Überblick über die stärksten Regenfälle des Sommers 1998 gibt Tabelle 21. Zwei der größten Niederschlagsereignisse des Sommers 1998 fanden bei Wärmegewittern in einem Zeitraum von weniger als einer Stunde statt (29.07.1998 und 03.08.1998). Die höchsten Niederschlagssummen wurden allerdings sowohl am Gipfel des Khukh Uul (06.09.1998) als auch im Uvs-Nuur-Becken (22.08.1998) an einem ganzen Regentag erreicht.

Tabelle 21: Bedeutende Niederschlagsereignisse im Sommer 1998 (BLANK 1999)

Datum	Zeit	Niederschlag [mm]	Station
26.06.-27.06.1998	19:00-1:00	5,0	S 2
29.07.1998	18:50-19:40	10,4	S 3
03.08.1998	17:00-17:20	13,4	S 3
22.08.1998	mehrständig	20,8	S 3
22.08.-23.08.1998	22:00-4:00	9,0	S 2
07.09.-08.09.1998	23:00-11:00	3,1	S 2
06.09.1998	mehrständig	23,2	S 9

Nach mitteleuropäischen Maßstäben überschreitet nur der Gewitterregen vom 03.08.1998 die Starkregenschwelle, in deren Berechnung die Niederschlagshöhe (h) und die Niederschlagsdauer in Minuten (t) eingehen:

$$h = \sqrt{5t - \left(\frac{t}{24}\right)^2} \text{ [mm]}$$

Die längere Niederschlagsdauer am 22.-23.08.1998 sowie am 06.09.1998 ist charakteristisch für einen Frontendurchgang.

Luftfeuchte

Während der Sommermonate liegt an der Station Ulaangom die relative Luftfeuchte in 2 m Höhe bei 50-69%. Der Dampfdruck schwankt zwischen 8 und 9 Torr. Dies belegen die langjährigen Mittelwerte. Die räumliche und zeitliche Variabilität beider Werte im Untersuchungsraum ist jedoch beachtlich. Ein Vergleich von Monatsmitteln der relativen Luftfeuchte an der Station Ulaangom mit Messergebnissen an Stationen des Transsekt (S 3, S 6 und S 8) lässt erkennen, dass vor allem an den Bergstationen erheblich höhere Feuchtwerte auftreten können (Abb. 32).

Betrachtet man unter Einbeziehung der seenahen Messpunkte S 1 und S 2 den Dampfdruck, dann sind dort die höchsten Werte zu finden (Tab. 22). Dies lässt sich sowohl mit dem Kontakt zu feuchteren Luftkörpern über dem Uvs Nuur als auch an S 1 mit der Evaporation aus dem stark durchfeuchteten, grundwassernahen Boden erklären.

Tabelle 22: Monatsmittel des Dampfdrucks [Torr] (aus KRÜGER 2001)

Messpunkt	August 1997	Juli 1998	August 1998	Juli 1999	August 1999
S1	-	11,1	10,8		
S2	10,3	10,6	10,3	8,3	9,3
S3	9,1	10,0	9,5	8,2	9,1
S5		7,0	6,8	6,6	
S6	6,8	6,8	6,4	7,1	-
S7	7,0	8,3	7,8	7,6	
S8	5,2	6,8	6,5	5,8	-

Eine Stichprobe am 08. und 09.07.1999 zeigt, dass am Messpunkt S 1 auch nach 8 Tagen ohne Niederschlag durchweg Werte zwischen 10 und 14 Torr im Tagesgang des Dampfdruckes auftreten, wenn man von den Nacht- und Morgenstunden zwischen 01:00 Uhr und 05:00 Uhr absieht (Abb. 33).

Abbildung 32: Monatsmittel der relativen Luftfeuchte

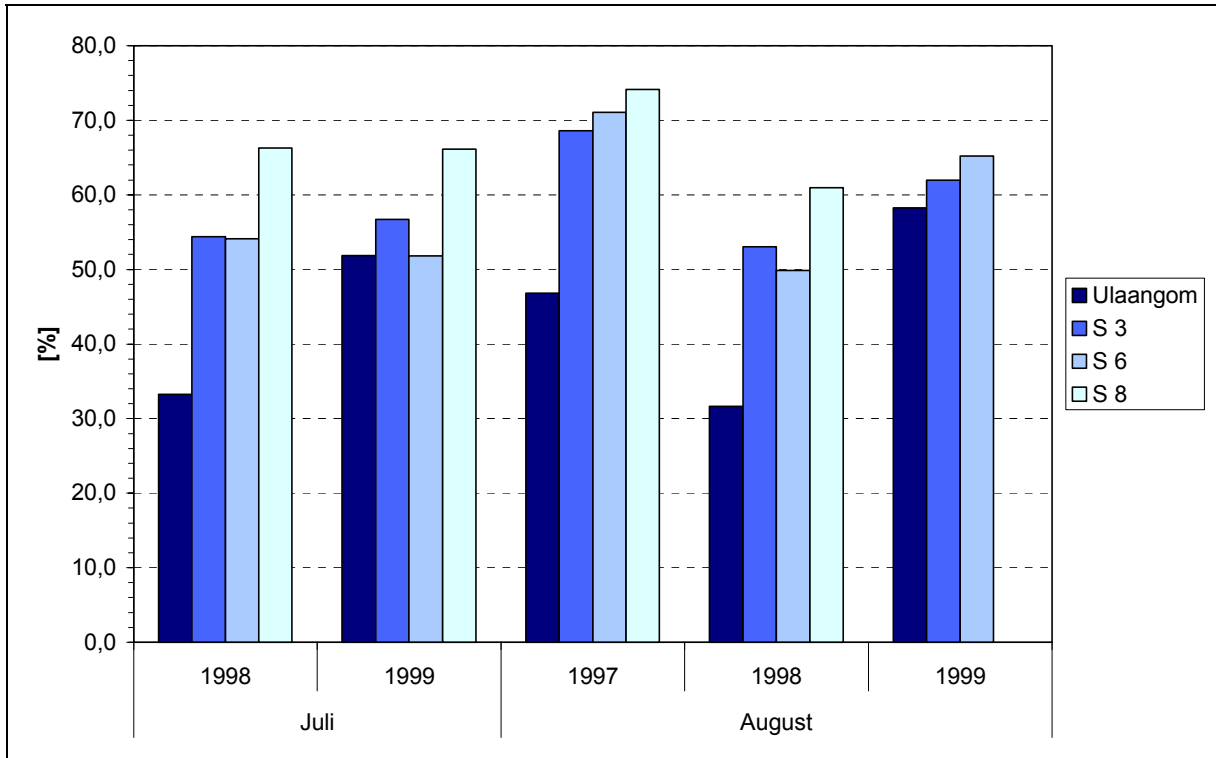
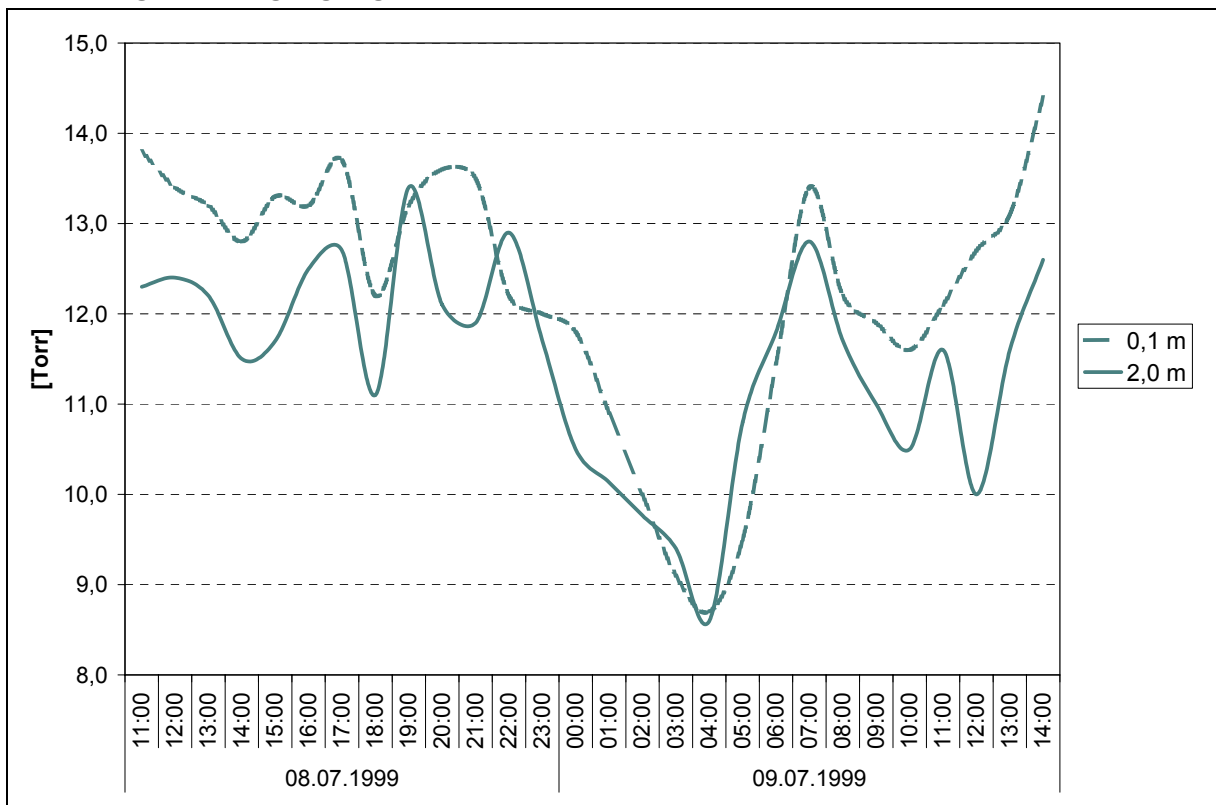


Abbildung 33: Tagesgang des Dampfdrucks an der Station S 1 am 08.-09.07.1999



Potenzielle Verdunstung

Die klimatischen Gegebenheiten bestimmen die Höhe der Verdunstung aus Boden und Pflanzen, der Evapotranspiration. Diese ist umso größer, je mehr Wasser und je mehr Energie zur Verfügung steht, je größer der Blattflächenindex ist und je höher das Sättigungsdefizit der Luft sowie die Windgeschwindigkeit sind. Diese Größen komplex zu erfassen, erfordert einen hohen messtechnischen Aufwand, der während der Feldkampagnen nicht zu leisten war.

Deswegen wurden lediglich die Werte der potenziellen Verdunstung bestimmt. Sie charakterisieren hygrothermische Rahmenbedingungen für den Stoffumsatz in Boden und Pflanze. Die Werte der potenziellen Verdunstung liegen im hochkontinentalen Klima zumeist erheblich über denen der aktuellen Verdunstung. Das Sättigungsdefizit der Luft ist in der Regel hoch, der Wassergehalt der Boden- und Pflanzendecke gering. Nur an stark grundwasserbeeinflussten Standorten steht ständig Wasser für das Pflanzenwachstum zur Verfügung. Im Untersuchungsgebiet ist das lediglich in der Nähe des Uvs Nuur der Fall (S 1, Abb. 33). Dort entspricht die potenzielle Verdunstung weitgehend der aktuellen Verdunstung.

Die Höhe der potenziellen Verdunstung lässt sich anhand von Verdunstungsformeln berechnen oder durch Messungen belegen. Im Untersuchungsgebiet wurde zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration (pET) nach der Formel von WENDLING vorgegangen, weil sie eine hohe zeitliche Auflösung der Verdunstungswerte und damit den Vergleich mit der Messung der potenziellen Evapotranspiration durch Verdunstungsschreiber nach CZERATZKI ermöglicht. Dieser kennzeichnet den Wasserverbrauch durch Verdunstung über einer porösen Tonscheibe.

WENDLING bezieht in die Berechnung der potenziellen Evapotranspiration (pET) die Parameter Lufttemperatur (t), Globalstrahlung (G), Windgeschwindigkeit (v) und relative Luftfeuchte (U) ein. Er berücksichtigt außerdem die Höhe des Windschreibers (h):

$$pET = 2,4 \cdot \frac{t + 22}{t + 123} \cdot \left\{ \frac{0,36 \cdot G}{410} + \left(0,5 + 0,54 \cdot v \cdot \frac{4,2}{3,5 + \ln h} \right) \cdot \frac{100 - U}{905} \right\} \text{ [mm/h]}$$

Die Basisdaten wurden im Rahmen des meteorologischen Messprogramms erhoben. So konnten für die Messpunkte am Hang des Kharkhiraa und auf den Schottern des Uvs-Nuur-Beckens Stundenwerte der potenziellen Verdunstung berechnet werden.

Der Vergleich der berechneten mit den gemessenen Werten zeigt, dass die Globalstrahlung im Verdunstungsmodell von WENDLING eine bestimmende Rolle spielt (KRÜGER 2001). Dabei wird die Evaporation des aufgeheizten Bodens nach Sonnenuntergang unterbewertet. Daraus lässt sich folgern, dass in der Halbwüste und Steppe während der trockenen und heißen Sommer 1998 und 1999 die nach WENDLING berechneten Werte der potenziellen Verdunstung unter denen liegen, die bei ausreichendem Wasserangebot (das im Verdunstungsschreiber nach CZERATZKI simuliert wird) möglich gewesen wären. Noch mehr gilt das für die Waldgebiete, da der Lärchenwald im Sommer einen höheren Blattflächenindex aufweist als Grasland.

Unter diesen Einschränkungen ermöglichen die Verdunstungswerte nach WENDLING einen Überblick über die räumliche und zeitliche Differenzierung der klimatisch bedingten Kapazitäten für den Wassertransfer von Boden und Vegetation zur Atmosphäre (Tab. 23).

Betrachtet man die räumliche Verteilung der potenziellen Verdunstung, dann zeigt sich erwartungsgemäß, dass die pET von der See-Ebene zum Gebirge kontinuierlich abnimmt. Allerdings liegt sie 1998 an den südexponierten Hängen des Kharkhiraa (S 6) im Juli immer noch bei 81% des für die See-Ebene (S 2) berechneten Wertes. Im August sind es 87%.

Tabelle 23: Potenzielle Verdunstung nach WENDLING im Juli/August 1998 und 1999 (aus KRÜGER 2001)

Station	pET [mm] Juli		pET [mm] August	
	1998	1999	1998	1999
S 2 See-Ebene (Flachdüne) / Halbwüste	226,8	223,1	200,2	187,7
S 3 Pediment / Trockensteppe	194,2	192,9	174,2	147,7
S 5 Waldfreier südexponierter Hang / Gebirgssteppe	184,5	192,5	172,3	
S 6 Waldfreier südexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	184,4	187,3	173,2	
S 7 Bewaldeter nordexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	39,3	55,9	33,8	

Erst mit dem Übergang von süd- zu nordexponierten Hängen nimmt die potenzielle Verdunstung sprunghaft ab. Dort (S 7) beträgt sie im Juli 1998 nur 17% und im August 1998 nur 16% der See-Ebene. Ähnliche Werte sind für den Juli 1999 ermittelt worden. Hier liegt an südexponierten Gebirgshang (S 6) die potenzielle Verdunstung bei 83% des Wertes für die See-Ebene (S 2). Am nordexponierten Hang erreicht sie auch in dem etwas feuchteren Jahr 1999 lediglich 25% der möglichen Verdunstungshöhe in Seenähe.

3.2.2.4. Beziehungen zwischen Messwerten verschiedener Stationen

Ein Vergleich der räumlichen sowie zeitlichen Verteilung der Messwerte von Strahlung und Temperatur sowie von Niederschlag, Luft- und Bodenfeuchte lässt Wirkungszusammenhänge erkennen, die sowohl der jeweiligen Wetterlage als auch unterschiedlichen Standortbedingungen geschuldet sind.

Bei Strahlungswetter fällt der relative geringe vertikale Temperaturgradient am Gebirgsrand ins Auge. Während der ersten und zweiten Augustdekade 1998, der wärmsten Zeit des Jahres, ist er mit 0,65-0,73 K/100 m zwischen den Stationen S 3, S 5 und S 6 besonders niedrig (Tab. 24). Dies verdeutlicht eine durchgreifende Erwärmung, die bis in die dritte Augustdekade 1998 weiter wirkt.

Tabelle 24: Vertikaler Temperaturgradient [K/100 m] zwischen den Bergstationen S 5, S 6 und S 8 und der Station S 3

Dekaden	S 3 (1.180 m) / S 5 (1.800 m)		S 3 (1.180 m) / S 6 (1.910 m)		S 3 (1.180 m) / S 8 (2.355 m)	
	1998	1999	1998	1999	1998	1999
I.7	0,85	0,85	0,95	0,80	0,85	-
II.7	0,97	0,88	0,92	0,93	0,89	-
III.7	0,90	0,88	0,92	0,84	0,88	-
I.8	0,65	-	0,68	0,85	0,72	-
II.8	0,72	-	0,73	-	0,78	-
III.8	0,65	-	0,77	-	0,70	-

Ansonsten sind die Gradienten höher. Die Mittel für den Gradienten S 3 / S 6 liegen beispielsweise im Juli 1998 bei 0,94 K/100 m und im Juli 1999 bei 0,86 K/100 m.

Bei Frontendurchgängen zeigen die Wertespanssen zwischen den Bergstationen eine Abnahme des vertikalen Temperaturgradienten im Gebirge an. Die Mittel der Gradienten für Juli 1998 liegen von S 3 zu S 5 bei 0,90, von S 6 zu S 8 bei 0,79 K/100 m (Tab. 25).

Tabelle 25: Vertikaler Temperaturgradient [K/100 m] zwischen den Bergstationen S 5, S 6 und S 8

Dekaden	S 5 (1.800 m) / S 6 (1.910 m)	S 5 (1.800 m) / S 8 (2.355 m)	S 6 (1.910 m) / S 8 (2.355 m)
	1998	1998	1998
I.7	0,9	0,83	0,75
II.7	1,0	0,78	0,73
III.7	1,1	0,78	0,71
I.8	0,9	0,74	0,71
II.8	0,8	0,78	0,77
III.8	1,1	0,69	0,60

Die komplexen Auswirkungen von Feucht- und Trockenphasen auf unterschiedliche Standorte können Messwerte an den Stationen S 1 und S 3 verdeutlichen, die Anfang und Ende Juli 1998 ermittelt wurden. Zwischen 04. und 12.07 herrschte Strahlungswetter, bei dem der Himmel größtenteils wolkenfrei war, im Nachgang zu einem Regentag am 02.07.1998 (Tab. 26).

Tabelle 26: Vergleich von Messwerten bei Strahlungswetter an den Stationen S 1 und S 5 (04.07.-12.07.1998)

	S 1 (760 m ü.d.M.)				S 5 (1.800 m ü.d.M.)			
	Halbwüste (See-Ebene)				Gebirgswaldsteppe (waldfreier südexponierter Hang)			
Auftreffende Strahlung (Mittel)	310,2 W/m ²				281,4 W/m ²			
Lufttemperatur	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]
2 m	20,9	30,4	11,2	19,2	16,4	26,0	10,4	15,6
0,5 m	21,1	31,9	11,9	20,0	17,2	27,9	9,9	18,0
0,1 m	22,6	30,7	11,6	19,1	18,0	31,4	9,4	22,0
Datum		11.07.	04.07.			09./10.07.	04.07.	
Bodentemperatur	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]
2 cm	27,0	37,4	17,2	20,2	21,7	37,2	9,4	27,8
10 cm	25,4	31,4	19,4	12,0	19,8	27,1	10,6	16,5
20 cm	24,5	27,7	20,5	7,2	18,8	23,3	11,9	11,4
30 cm	23,4	25,1	20,4	4,7	-	-	-	
50 cm	22,1	22,5	20,0	2,5	14,9	15,6	12,1	3,5
Datum		11./12.07.	04.07.			08./09./ 11.07.	04.07.	
Niederschlag	Summe [mm]				Summe [mm]			
	0,6				1,3			
Tageswerte	0,2				0,4		0,9	
Datum	12.07.				09.07.		09.07.	
Relative Luftfeuchte	Mittel	Max	Min		Mittel	Max	Min	
Tageswerte	67,9%	88,1%	29,9%		56,4%	80,6	24,3	
Datum		04.07.	11.07.			12.07.	07.07.	
Absolute Luftfeuchte (Mittel)	11,5 g/m ³				6,5 g/m ³			
Sättigungsdefizit (Mittel)	6,9 Torr				9,5 Torr			
Potenzielle Verdunstung (nach WENDLING)	62,9 mm				67,9 mm			
Bodenfeuchte/Stech- zylinderprobe [Vol%]	04.07.1998		12.07.1998		04.07.1998		12.07.1998	
5 cm	32,2		29,5		5,8		4,7	
20 cm	33,6		33,0		6,2		6,6	

Wie zu erwarten ist, bewirken hohe Einstrahlungswerte hohe Luft- und Bodentemperaturen. Ihr Maximum erreichen sie in unmittelbarer Umgebung der Strahlungsumsatzflächen, das heißt der Nähe der Bodenoberfläche. Diese liegen in der Halbwüste der See-Ebene (S 1) deutlich über denen der Gebirgswaldsteppe am Kharkhira (S 5). Noch stärker sind die Unterschiede zwischen beiden Standorten, wenn man die Feuchtwerte betrachtet. Die Luftfeuchte ist in der See-Ebene wesentlich höher als am Berghang, obwohl dort die höhere potenzielle Verdunstung ausgewiesen wird. Die hohen Werte der Luftfeuchte sind vor allem dadurch bedingt, dass in der See-Ebene das Grundwasser nah an der Oberfläche steht und der Wassernachschub zur Bodenoberfläche funktioniert, so dass das sommerliche Sättigungsdefizit der Luft erheblich gemindert wird. Im Gegensatz dazu sind die Feuchtereserven des Bodens in der Gebirgswaldsteppe gering. Die Bodenfeuchtwerte liegen in der See-Ebene an S 1 um das Sechsfache höher als am Berghang bei S 5 (Abb. 39 und Abb. 41). Niederschläge versickern in einem gut durchfeuchteten Boden und zeichnen sich dort auch nach Tagen ab. Am Hang beeinflussen sie nur kurzfristig die geringen Bodenfeuchtwerte.

Tabelle 27: Vergleich von Messwerten bei Frontendurchgang an den Stationen S 1 und S 5 (26.07.-03.08.1998)

	S 1 (760 m ü.d.M.)				S 5 (1.800 m ü.d.M.)			
	Halbwüste (See-Ebene)				Gebirgswaldsteppe (waldfreier südexponierter Hang)			
Auftreffende Strahlung (Mittel)	262,8 W/m ²				223,1 W/m ²			
Lufttemperatur	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]
2 m	19,7	25,2	17,7	8,0	14,5	20,5	9,3	11,2
0,5 m	20,5	26,2	12,3	13,9	15,3	22,6	8,8	13,8
0,1 m	20,6	28,6	11,9	16,7	15,5	26,4	8,0	18,4
Datum		28.07./ 01.08.	26.07.			28.07./ 03.08.	27.07.	
Bodentemperatur	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]	Mittel [°C]	Max [°C]	Min [°C]	Amplitude [K]
2 cm	24,0	33,9	18,4	14,6	15,9	29,1	9,1	20,0
10 cm	23,8	28,8	20,4	18,4	15,5	23,5	11,0	12,5
20 cm	23,5	25,6	21,3	4,3	15,1	20,4	11,9	8,5
30 cm	22,8	23,6	21,4	2,2	-	-	-	-
50 cm	21,8	21,8	21,2	0,6	12,7	13,6	12,1	1,5
Datum		26.07./ 02.08.	30.07.			26./27./ 28.07.	31.07.	
Niederschlag	Summe [mm]				Summe [mm]			
	5,6				17,3			
Tageswerte	0,2	0,2	2,2	3,0	1,7	4,8	10,8	
Datum	29.07.	30.07.	02.08.	03.08.	27.07.	02.08.	03.08.	
Relative Luftfeuchte	Mittel	Max	Min		Mittel	Max	Min	
Tageswerte	73,8%	90,2%	33,6%		60,6%	91,5%	35,0%	
Datum		03.08.	03.08.			29.07.	27.07.	
Absolute Luftfeuchte (Mittel)	Mittel				Mittel			
Sättigungsdefizit (Mittel)	10,7 g/m ³				7,8 g/m ³			
Niederschlag	5,9 Torr				6,4 Torr			
Potenzielle Verdunstung (nach WENDLING)	53,1 mm				-			
Bodenfeuchte/Stech- zylinderprobe (Vol%)	26.07.1998		03.08.1998		27.07.1998		03.08.1998	
5 cm	9,8		21,9		12,6		8,5	
20 cm	7,3		29,0		5,4		-	
40 cm	19,7		24,9		-		-	

Ein anderes Bild ergibt sich nach Frontendurchgängen. Ende Juli und Anfang August 1998 unterbrachen Frontendurchgänge mit starker Bewölkung und mehreren Niederschlagsereignissen die Hochdrucklagen mit Strahlungswetter (Tab. 27). Die Bodenfeuchtwerte im Gebirge stiegen nach Regenfällen rasch an und lagen an der Station S 5 am 27.07.1998 in 5 cm Tiefe sogar kurzzeitig über denen an der Station S 1. Dort waren sie zusammen mit dem Grundwasserstand in der trockenen zweiten Julihälfte abgesunken und stiegen mit den Frontendurchgängen wieder an (Abb. 41). Anfang August betrug an der grundwasserbeeinflussten Station S 1 in der See-Ebene wieder das Mehrfache der Hangstation S 5.

Überall wurde während der Frontendurchgänge die Globalstrahlung abgeschwächt. Die Relation zwischen den Stationen S 1 und S 5 (ca. 85% des Strahlungsgenusses von S 1) blieb jedoch gewahrt. Entsprechend geringer war die potenzielle Verdunstung. Die Feuchtwerte der Luft stiegen kurzfristig stark an. Lufttemperaturen und deren Amplituden sanken unter die Werte bei Strahlungswetter. In den Temperaturen des Oberbodens wirkten vorangegangene Wetterlagen nach, so z.B. Ende Juli 1998 die starke Erwärmung Mitte des Monats (Tab. 18). Ihre Amplituden waren im Gebirge (S 5) unmittelbar unter Flur bei Frontendurchgängen deutlich niedriger als bei Strahlungswetter. In Seenähe (S 1) wurden sie durch die hohe Bodenfeuchte bei oberflächennahem Grundwasser gedämpft.

Generell lässt sich feststellen, dass im Sommer Hochdrucklagen mit typischen Merkmalen eines hochkontinentalen Klimas verbunden sind. Diese umfassen insbesondere hohe Werte der Globalstrahlung, hohe Luft- und Bodentemperaturen sowie hohe Temperaturamplituden, insbesondere an der Strahlungsumsatzfläche. Frontendurchgänge unterbrechen dies kurzzeitig. Allerdings sind die Niederschläge oft wenig ergiebig und deren Wirkung nur von kurzer Dauer. An grundwassernahen Standorten werden die Gegensätze zwischen Hoch- und Tiefdrucklagen abgeschwächt. Dort ist das Sättigungsdefizit der Luft am geringsten. Hier ist der Wassernachschub für den Oberboden gewährleistet.

Enge Korrelationen zwischen den Niederschlagswerten verschiedener Stationen lassen sich innerhalb der See-Ebene, vertreten durch die Stationen S 1 und S 2, sowie an den unteren und Randhängen des Kharkhiraa feststellen, repräsentiert durch die Stationen S 5, S 6 und S 7 (Tab. 28). Nur hier werden für den Sommer 1998 Beziehungen zwischen den Tagessummen der Niederschläge mit Korrelationskoeffizienten > 0,9 gekennzeichnet.

Tabelle 28: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagessummen der Niederschläge während der Beobachtungsperiode 1998

Station	Position	S 1	S 2	S 3	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9
S 1	See-Ebene / Halbwüste	-	0,923	0,761	0,734	0,786	0,864	-	0,120
S 2		0,923	-	0,733	0,573	0,698	0,739	-	0,065
S 3	Schwemmfächer / Trockensteppe	0,761	0,733	-	0,740	0,858	0,877	-	0,175
S 5	Waldfreier Hang / Gebirgssteppe (an der unteren Waldgrenze)	0,734	0,573	0,740	-	0,905	0,845	-	0,206
S 6	Waldfreier südexponierter Hang / Gebirgssteppe	0,786	0,698	0,858	0,905	-	0,946	-	0,219
S 7	Bewaldeter nordexponierter Hang / Gebirgssteppe	0,864	0,739	0,877	0,845	0,946	-	-	0,195
S 8	Waldfreier Kamm / alpine Stufe (an der oberen Waldgrenze)	-	-	-	-	-	-	-	-
S 9	Gipfellation / alpine Stufe	0,120	0,065	0,175	0,206	0,219	0,195	-	-

Die Tatsache, dass nicht alle Stationswerte miteinander korrelieren, unterstreicht die eingangs (Kap. 2) getroffenen Feststellung, dass die Niederschläge im hochkontinentalen Klima der Mongolei überwiegend an konvektive Luftbewegungen gebunden sind und demzufolge örtlich sehr unterschiedlich ausfallen. Die relativ engen Kopplungen zwischen den Niederschlagsereignissen an den Stationen S 1 und S 2 einerseits sowie S 5, S 6 und S 7 andererseits zeigen aber auch, dass sowohl der Rand des Uvs Nuur als auch die unteren bis mittleren Hangabschnitten des Kharkhiraa-Randabfalles ein spezielles Bedingungsgefüge für die

Niederschlagsbildung aufweisen. Dies lässt sich möglicherweise auf die Durchmischung unterschiedlich feuchter Luft über See und Land am Rand des Uvs Nuur bzw. auf den Austausch von nach Höhe und Exposition unterschiedlich erwärmter Luftkörper an den Randketten des Kharkhiraa (Tab. 17) zurückführen.

Dass sich die Luftfeuchte am Rand des Uvs Nuur rasch verändert, zeigen 1998 auch die niedrigen Korrelationskoeffizienten der Feuchtwerte zwischen den benachbarten Stationen S 1 und S 2 (Tab. 29). Verfolgt man diese Koeffizienten weiter zum Gebirge hin, so wird deutlich, dass die Feuchte der dortigen Luftkörper in keiner Beziehung zur Feuchte der Luftkörper in der See-Ebene steht. Untereinander sind allerdings die Feuchtwerte der Nachbarstationen am Gebirgsrand und in den Bergen eng verknüpft. Dies gilt für die Stationen S 3 bis S 9.

Tabelle 29: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagesmittel der Luftfeuchte während der Beobachtungsperiode 1998

Station	Position	S 1	S 2	S 3	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9
S 1	See-Ebene / Halbwüste	-	0,752	0,448	0,277	0,306	0,326	0,248	0,099
S 2		0,752	-	0,829	0,673	0,701	0,715	0,642	0,270
S 3	Schwemmfächer / Trockensteppe	0,448	0,829	-	0,927	0,929	0,932	0,877	0,713
S 5	Waldfreier Hang / Gebirgssteppe (an der unteren Waldgrenze)	0,277	0,673	0,927	-	0,996	0,996	0,950	0,832
S 6	Waldfreier südexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	0,306	0,701	0,929	0,996	-	0,995	0,966	0,856
S 7	Bewaldeter nordexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	0,326	0,715	0,932	0,996	0,995	-	0,953	0,816
S 8	Waldfreier Kamm / alpine Stufe (an der oberen Waldgrenze)	0,248	0,642	0,877	0,950	0,966	0,953	-	0,935
S 9	Gipfellation / alpine Stufe	0,099	0,270	0,713	0,832	0,856	0,816	0,935	-

Betrachtet man die wechselseitigen Beziehungen zwischen den Tagesmitteln der Lufttemperatur, dann wird erkennbar, dass nicht nur die hygri-schen, sondern auch die thermischen Beobachtungswerte für den Sommer 1998 zwei Gruppen von Luftkörpern ausweisen: die der See-Ebenen und die der Berge. Das Vorland nimmt eine vermittelnde Stellung ein. Stationsübergreifend bestehen von S 2 bis S 8 sowie von S 3 bis S 9 enge Korrelationen zwischen den gemessenen Temperaturen. Für sich genommen ist das auch zwischen S 1 und S 2 sowie zwischen jeder Bergstation der Fall (Tab. 30).

Tabelle 30: Lineare Korrelationskoeffizienten der Tagesmittel der Lufttemperatur während der Beobachtungsperiode 1998

Station	Position	S 1	S 2	S 3	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9
S 1	See-Ebene / Halbwüste	-	0,976	0,895	0,805	0,830	0,852	0,818	0,567
S 2		0,976		0,956	0,880	0,891	0,909	0,875	0,674
S 3	Schwemmfächer / Trockensteppe	0,895	0,956	-	0,974	0,973	0,980	0,959	0,870
S 5	Waldfreier Hang / Gebirgssteppe (an der unteren Waldgrenze)	0,805	0,880	0,974	-	0,977	0,998	0,987	0,946
S 6	Waldfreier südexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	0,830	0,891	0,973	0,997	-	0,997	0,993	0,962
S 7	Bewaldeter nordexponierter Hang / Gebirgswaldsteppe	0,852	0,909	0,980	0,998	0,997	-	0,989	0,950
S 8	Waldfreier Kamm / alpine Stufe (an der oberen Waldgrenze)	0,818	0,875	0,959	0,987	0,983	0,989	-	0,983
S 9	Gipfellation / alpine Stufe	0,570	0,677	0,872	0,944	0,961	0,949	0,981	-

Zwischen thermischen und hygri-schen Messwerten konnten nur mehr oder minder lose Kopplungen festgestellt werden. Allerdings zeigt eine spezielle Analyse dieser Beziehungen für den Bereich der See-Ebene und des Pediments (KRÜGER u. BAUER 2001), dass für den Beobachtungszeitraum zwischen 20.07.1998 und 09.09.1998 durchaus Zusammenhänge

erkennbar sind (Tab. 31). Enge Beziehungen, die mit hohen Korrelationskoeffizienten ($> 0,9$) gekennzeichnet werden können, gibt es jedoch nicht.

Tabelle 31: Lineare Korrelationskoeffizienten von thermischen und hygrischen Tagesmittelwerten für die Zeit vom 20.07.1998 bis zum 09.09.1998 (KRÜGER u. BAUER 2001)

	Station	LT 2 m	rLF 2 m	aLF	BT 2 cm	GS
LT 2 m (Lufttemperatur in 2 m Höhe)	S 1	-	-0,371	0,763	0,447	0,229
	S 2	-	-0,870	0,612	0,896	0,534
	S 3	-	-0,779	0,612	0,955	0,425
rLF 2 m (Relative Luftfeuchte in 2 m Höhe)	S 1	-0,371	-		-0,287	
	S 2	-0,870	-	-0,063	-0,828	-0,421
	S 3	-0,779	-	0,009	-0,772	-0,396
aLF (Absolute Luftfeuchte)	S 1	0,763	0,314	-	0,215	0,145
	S 2	0,692	-0,063	-	0,554	-0,202
	S 3	0,612	0,009	-	0,549	0,155
BT 2 cm (Bodentemperatur in 2 cm Tiefe)	S 1	0,447	-0,287		-	
	S 2	0,896	-0,828	0,554	-	0,776
	S 3	0,612	-0,772	0,549	-	0,155
GS (Auftreffende Strahlung)	S 1	0,229	-0,130	0,145	0,166	-
	S 2	0,534	-0,421	-0,202	0,776	-
	S 3	0,425	-0,396	0,155	0,574	-

Betrachtet man die Tagesmittel von auftreffender Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte und Temperatur der Bodenoberfläche an den Stationen S 1, S 2, und S 3, dann zeigen deren Korrelationskoeffizienten an, dass Lufttemperatur, Luftfeuchte und Temperatur der Bodenoberfläche an allen drei Stationen miteinander in Beziehung stehen.

An den grundwasserfreien Messstationen S 2 und S 3 sind Lufttemperatur und Temperatur der Bodenoberfläche mit der Luftfeuchte negativ korreliert. Dort ist der Wassergehalt des Bodens gering. Der größte Teil der Globalstrahlung wird in fühlbare Wärme umgewandelt. Demzufolge gibt es an den Stationen S 2 und S 3 auch einen statistisch gesicherten Zusammenhang zwischen den Messwerten der Bodentemperatur und der Globalstrahlung. Besonders eng ist dieser Zusammenhang an der Station S 2 in der Halbwüste, wo die Vegetationsdecke viele Lücken aufweist.

Von den grundwasserfreien Stationen S 2 und S 3 auf den Schotterflächen und Schwemmfächern hebt sich die grundwasserbeeinflusste Station S 1 in der See-Ebene dadurch ab, dass an S 1 die absolute Feuchte mit Lufttemperatur und Temperatur der Bodenoberfläche positiv korreliert (mit der Bodentemperatur allerdings nur schwach). Dies markiert einen verhältnismäßig hohen Dampfdruck und ein geringes Sättigungsdefizit der Luft über dem gut durchfeuchteten Untergrund von S 1. Die Energie der Globalstrahlung wird in erster Linie durch die Verdunstung gebunden. Entsprechend niedriger ist hier der Strom fühlbarer Wärme.

3.2.3. Differenzierung der Pflanzendecke

3.2.3.1. Überblick

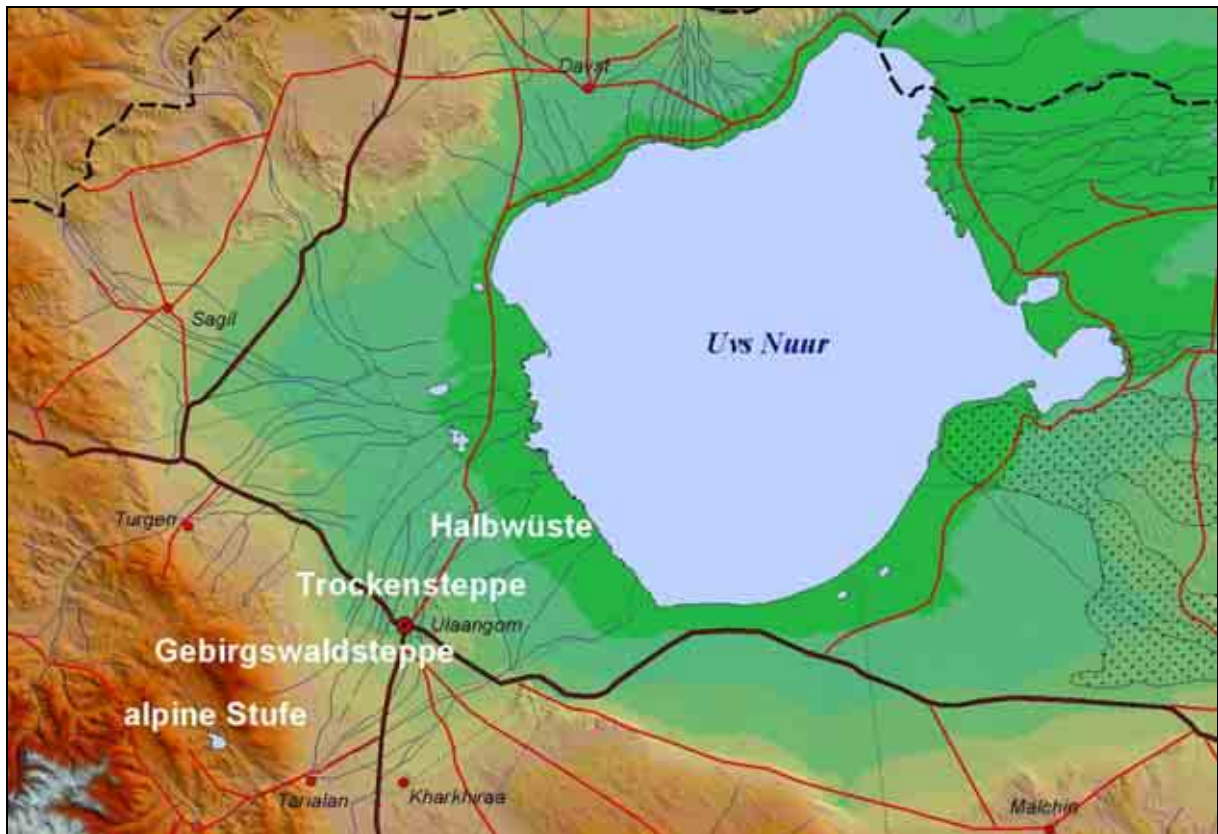
Die Standortbedingungen der Pflanzendecke werden durch die Orografie – Höhenlage, Hangneigung und -exposition – sowie die damit verbundenen Merkmale des Klimas und des Bodenfeuchteregimes vorgegeben. Im Kharkhiraa prägen das Relief und die Exposition die Vegetationsgliederung. Im Uvs-Nuur-Becken ist die räumliche Differenzierung der Pflanzendecke in erster Linie vom Wasserhaushalt abhängig. Dementsprechend lassen sich vier Höhenstufen der Vegetation unterscheiden (Tab. 32).

Tabelle 32: Höhenstufen der Vegetation auf dem Transsekt

Höhe	Vegetationseinheit
~ 2.900-2.300 m ü.d.M.	alpine Stufe
~ 2.300-1.800 m ü.d.M.	Gebirgswaldsteppe (montane Stufe)
~ 1.800-1.000 m ü.d.M.	Trockensteppe (kolline Stufe / planare Stufe)
~ 1.000-760 m ü.d.M.	Halbwüste (planare Stufe)

Wenige Kilometer nördlich des Untersuchungsgebietes sind am Ostrand des Kharkhiraa an einem Transsekt bis hinein ins Uvs-Nuur-Becken diese Höhenstufen dokumentiert und durch pflanzensoziologische Aufnahmen untersetzt worden (HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990). Vergleiche haben ergeben, dass sich die dortigen Befunde in wesentlichen Punkten auf das Untersuchungsgebiet übertragen lassen. Abbildung 34 zeigt die räumliche Abfolge der Vegetationseinheiten. Das Salzröhricht und die Salzwiesen am Rand des Uvs Nuur bleiben dabei unberücksichtigt.

Abbildung 34: Abfolge der Vegetationseinheiten im Untersuchungsgebiet



Die artenreichsten Pflanzengesellschaften sind in der Gebirgssteppe und in der Trockensteppe anzutreffen. Darüber hinaus zeichnen sich auch die alpinen Matten durch eine hohe Artenvielfalt aus. Artenärmer sind die Wälder. Dort, wo sie Lücken aufweisen, ist die Anzahl der Arten in der Krautschicht am größten. Auf den feuchtesten und trockensten Standorte dominieren Spezialisten.

3.2.3.2. Alpine Stufe

Für die höheren Lagen der alpinen Stufe (Vegetationsstufe oberhalb der Baumgrenze: Bezeichnung nach RICHTER 2001) sind im Kharkhiraa lückenhafte alpine Polsterfluren (*Oxygraphio glacialis-Potentillum biflorae*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990) charakteristisch. Sie bestehen aus Kryophyten (HILBIG et al. 1999), die sich punktuell auf dauernd gefrorenem Untergrund entwickelt haben. Zu den Pflanzen, die auf diesen felsigen, feuchten und nähr-

stoffarmen Standorten anzutreffen sind, gehören Zweiblättriges Fingerkraut³ (*Potentilla biflora*), verschiedene Steinbrecharten (*Saxifraga sibirica*, *Saxifraga oppositifolia*) und Alpen-Rispengras (*Poa alpina*). Man findet sie auf dem fast 3.000 m hohen Gebirgskamm des Khukh-Tashu.

Hangabwärts schließen sich vornehmlich auf südexponierten Hängen Kobriesiten an (HILBIG et al. 1999). Auf Hangschutt haben sich alpine Matten (*Kobresietum bellardii*) mit Schuppenried (*Kobresia bellardii*), Rispengras (*Poa tienschanica*), Beifuß (*Artemisia borealis*, *Artemisia frigida*), Sternmiere (*Stellaria petraea*) und Schillergras (*Koeleria altaica*) angesiedelt. In feuchten Senken trifft man auf eine dichte Quellflur, in der Hahnenfuß (*Ranunculus pseudo-hirculus*) und Binsen (*Juncus triceps*) dominieren.

An nordexponierten Hängen sind neben den Kobresia-Matten auch Silberwurz-Fluren anzutreffen. *Dryas oxyodonta* erreicht hier einen beachtlichen Deckungsgrad. Hinzu treten Seggen (*Carex stenocarpa*), Schaf-Schwengel (*Festuca ovina*), Knöterich (*Polygonum viviparum*), Glockenblume (*Campanula turczaninowii*) oder Fahnenwicke (*Oxytropis martjanovii*). Silberwurz findet man auch im Übergangsbereich zur Gebirgswaldsteppe, in der eine alpine Birken-Strauchformation mit *Betula rotundifolia* und *Arctous erythrocarpa* auftritt.

Auf den Sätteln und Verebnungsflächen finden sich Stand- und Liegeplätze von Weidevieh (KNOTHE et al. 2001). An den steileren Hängen bedeckt die Vegetation die Oberfläche nur lückenhaft.

3.2.3.3. Gebirgswaldsteppe

Bei ca. 2.300 m Höhe wird die obere Waldgrenze erreicht. Es setzen alpine Lärchenwälder ein (HILBIG et al. 1999), die bis auf etwa 1.800 m Höhe die nordexponierten Hänge bedecken (*Geranio pseudosibirici-Laricetum*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990). Neben Lärchen (*Larix sibirica*) sind hier Birken (*Betula platyphylla*) und Fichten (*Picea obovata*) in der Baumschicht anzutreffen. Spiersträucher (*Speraea alpina*) dominieren die schwach entwickelte Strauchschicht. Hinzu treten Preiselbeeren (*Vaccinium vitis-idaea*) und Bergrosen (*Rosa acicularis*).

Die artenreiche Krautschicht wird geprägt von Rispengras (*Poa sibirica*, *Poa attentata*), zu dem sich Schwengelarten (*Festuca ovina*, *Festuca lenensis*) sowie u.a. Knöllchen-Knöterich (*Polygonum viviparum*), *Atragene sibirica*, Reitgras (*Calamagrostis obtusola*), Federgras (*Stipa krylovii*), Beifuß (*Artemisia frigida*), *Allium bidentatum*, Sandkraut (*Arenaria capillaris*), Süßklee (*Hedysarum inundantum*), Schwertlilie (*Iris potaninii*) und Fingerkraut (*Potentilla sericea*) gesellen. Der Artenreichtum und die Dichte der Vegetation nimmt vom Rand zu den lichtärmeren Waldarealen ab. Der Unterwuchs in den oberen sowie den besonders steilen und im Frühsommer sehr feuchten Bereichen der Wälder besteht aus Moospolstern und Seggen (*Carex pediformis*) sowie Binsen (*Juncus triceps*).

In tieferen Lagen (*Vaccinium vitis-idaeae-Laricetum*; Hilbig et al. 1984, Hilbig 1990) markiert im Bergwald die Krähenbeere zusammen mit der Preiselbeere und der Rauschbeere (*Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium uliginosum*) feuchtere Standorte. Hier trifft man auch auf Alpenrosen (*Rhododendron dahuricum*), die stellenweise größere Flächen einnehmen können (*Rhododendron dahurici-Laricetum*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990). Waldlichtungen markieren Flächen, auf denen Holz eingeschlagen wurde. Darüber hinaus sind Auflichtungen durch Viehverbiß zu erkennen.

Die südexponierten Hänge werden durch Gebirgssteppen eingenommen (WALTER u. BRECKLE 1991). Zwischen Wald und Steppe ist ein vergraster und verkrauteter Waldsaum ausgebildet, der auf West-Ost-streichenden Bergrücken auch einige Meter nördlich des

³ Deutsche Bezeichnungen für Pflanzenarten oder -artengruppen werden aufgeführt, sofern das möglich ist.

Kammes verlaufen kann. Schwingel (*Festuca lenensis*), Wiesenhafer (*Helictotrichon schellanium*) und Quecken (*Agropyron cristatum*) sind hier zu finden.

Die Gebirgssteppen (*Androsace ovczinnikovii-Helictotrichetum schellanii*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990) sind mehr oder minder durch Beweidung degradiert. Es handelt sich um Mischgrassteppen (RICHTER 2001), in denen Seggen (*Carex pediformis*), Straußgras (*Agrostis trinii*), aber auch Labkraut (*Galium verum*), Enzian (*Gentiana barbata*, *Gentiana squarrosa*) und Nelken (*Dianthus versicolor*) anzutreffen sind. Trespen (*Bromus pumpellianus*) weisen auf feuchtere Stellen hin, Rispengras (*Poa attenuata*) und Schillergras (*Koeleria macrantha*) auf trockenere Bereiche. Einzelne stehen gebliebene Baumgruppen zeugen davon, dass neben dem Holzeinschlag auch die Beweidung zur Vergrößerung der Steppenfläche beigetragen hat.

An Steilhängen, die südexponiert weitaus häufiger auftreten als nordexponiert, tritt der Fels an die Oberfläche. Felsklippen haben sich ausgebildet. Hier wird die Vegetationsdecke lückenhaft. Mauerpfeffer (*Sedum hybridum*, *Sedum ewersii*), Sternmiere (*Stellaria dichotoma*), und Braunwurz-Gewächse (*Scrophularia incisa*) sind an diesen Standorten anzutreffen (HILBIG 1990).

Auf Schwemmschuttkegeln und am Rand der Gebirgsfußflächen, wo Hangwasser austritt, ist die Vegetationsdecke relativ dicht. Im Wechsel von trockeneren und feuchteren Stellen kommen neben Federgras (*Stipa krylovii*) Seggen (*Carex pediformis*), Schwingel (*Festuca lenensis*), Rispengras (*Poa attenuata*), Schillergras (*Koeleria macrantha*) sowie Kuhschelle (*Pulsatilla bungana*), Labkraut (*Galium verum*), Alpenaster (*Aster alpinus*) und Beifuß (*Artemisia frigida*, *Artemisia argyrophylla*) vor. Hinzu treten Felsgebüsche, wie Spierstrauch (*Spiraea aquilegifolia*), Erbsensträucher (*Caragana bungei*, *Caragana leucophloea*) und Heckenkirsche (*Lonicera microphylla*) (HILBIG 1990).

Die untere Waldgrenze ist hygrisch bedingt. Hier beginnen die Schwemmfächer und Schotterflächen des Pediments. Das in den Schotterkörpern fließende Wasser wird von den Wurzeln der Bäume nicht mehr erreicht, es sei denn, sie begleiten die meist nur zeitweilig wasserführenden Gebirgsbäche und -flüsse auch unterhalb 1.800 m. Im Gegensatz dazu sind es klimatische und physiologische Faktoren, die den Verlauf der oberen Waldgrenze bestimmen: die Kürze der Vegetationsperiode und die Länge der winterlichen Trockenheit, die mit der Bodengefrorennis einhergeht.

3.2.3.4. Trockensteppe

Unterhalb 1.800 m ü.d.M. breiten sich Kurzgrassteppen (RICHTER 2001) als kolline Horstgras-Trockensteppen (HILBIG et al. 1999) aus. Im Untersuchungsgebiet handelt es sich um eine Caragana-Trockensteppe. Sie setzt sich auf dem Pediment bis zur See-Ebene fort. Hier kommen Quecken (*Agropyron cristatum*) und Erbsensträucher (*Caragana leucophloea*, *Caragana bungei*, *Caragana microphylla*) vor. Die standorttypische Pflanzengesellschaft (*Nanophyto-stipetum krylovii*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990) wird durch Horste von Federgras (*Stipa krylovii*, *Stipa sibirica*), Rispengras (*Poa attenuata*), Schillergras (*Koeleria macrantha*), Sandroggen (*Elymus paboanus*) und *Cleistogenes squarrosa* sowie durch flache Polster von Kräutern und Zwerghalbsträuchern, wie Fingerkraut (*Potentilla acaulis*, *Potentilla astragalifolia*), *Heteropappus altaicus* und *Nanophyton erinaceum*, geprägt. Die Vegetationsbedeckung beträgt 30-40%.

Auf älteren Schotterlagen ist Beifuß (*Artemisia santolinifolia*) verbreitet anzutreffen. Auf jüngeren, sandigen Standorten sind Gänsefuß (*Chenopodium prostratum*) und Dichtblütige Kresse (*Lepidium densiflorum*) stark vertreten (HILBIG et al. 1999). Vorkommen von kleinwüchsigen Arten, wie Fingerkraut (*Potentilla acaulis*) und *Artemisia pectinata*, aber auch die Dominanz von Schillergras weisen auf Degradation durch Überweidung hin.

Die Ufer der Gebirgsbäche säumen Pappeln und Weiden. Zusätzliche Grundwasseraustritte nordwestlich von Ulaangom ernähren ein Feuchtgebiet. Hier wachsen lichte Niederungswäl-

der mit Lärchen, Birken und Pappeln (*Larix sibirica*, *Betula microphylla*, *Populus laurifolia*) auf Ufersanden und trockenen Thufuren, während die Nassstellen durch Seggenried und Wollgras (*Eriophorium*) angezeigt werden. Der südliche Teil des Feuchtgebietes wird als Mähwiese und Weide genutzt.

3.2.3.5. Halbwüste

In der See-Ebene des Uvs Nuur setzt bei 1.000 m ü.d.M. die Halbwüste oder Wüstensteppe (SCHULTZ 1995) ein. Sie ist als Gras-Halbstrauchwüste (HILBIG et al. 1999) ausgebildet. Auf den Schotterflächen der See-Terrassen wird sie durch Beifuß und Erbsenstrauch (*Artemisia xerophyticae-Caraganeetum leucophloea*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990) charakterisiert. Polster von *Nanophyton erinaceum* sind auf den Schotterflächen vergesellschaftet mit Beifuß (*Artemisia pectinata*), Laucharten (*Allium mongolicum*, *Allium polyrrhizum*), Winden (*Convolvulus ammannii*), Gipskraut (*Gypsophila desertorum*), Federgras (*Stipa glareosa* und *Stipa gobica*) sowie *Ceratocarpus arenarius* und *Scorzenera ikonnikovii*. Bei Überweidung nehmen vor allem die Anteile des Federgrases und der Laucharten ab. Der Bedeckungsgrad sinkt unter 20% und die Polster von *Nanophyton erinaceum* dominieren.

Die Flußauenvegetation (HILBIG et al. 1999) in den Senken und Rinnen zwischen den Schotterflächen wird durch Weiden (*Salix ledebouriana*), Spierstrauch (*Spirea aquilegifolia*) und Seggen (*Carex enervis*, *Carex duriuscula*) angezeigt. Dort findet man auch Zwergbinsen- und Landröhrichtbestände mit Sumpfsimse (*Eleocharis intersita*), Knöterich (*Polygonum amphibium terrestre*), Ackerminze (*Mentha arvensis*), und Merk (*Sium suave*).

Auf den Strandwällen und See-Terrassen ist eine Halophyten-Vegetation (HILBIG et al. 1999) ausgebildet. In den Salzwiesen (*Glycyrrhizo-Achnatheretum splendentis*; HILBIG et al. 1984, HILBIG 1990) trifft man auf hohe Horste von Rauhgras (*Achnatherum splendens*), deren harte Blätter das Weidevieh verschmäht, auf Ural-Schwaden (*Glycyrrhizo uralensis*), verschiedene Seggen (*Carex duriuscula*, *Carex enervis*), Wegerich (*Plantago salsa*), Schwertlilien (*Iris lactea*) sowie die sibirische Melde (*Atriplex sibirica*). In den grundwassernahen See-Ebenen und in den Strandsenken steht Schilf (*Phragmites communis*), auch Rauhgras (*Achnatherum splendens*) und *Nitraria sibirica*.

Die zahlreichen kleinen Strandseen und Lagunen am Rande des Uvs Nuur tragen Salzröhrichtgesellschaften (HILBIG 1990). Mit dem Röhricht (*Phragmites communis*) wachsen hier Halophyten, wie die Salzsode (*Suaeda cf. Prostrata*) und der Meerstrand-Dreizack (*Triglochin maritimum*). Auch im Spülsaum des Uvs Nuur sind diese Röhrichte anzutreffen. Deren Lücken werden von braunem Zypergras (*Cyperus fuscus*) und verschiedenen Salzwiesenarten eingenommen (HILBIG 1990).

3.2.4. Differenzierung der Bodendecke

3.2.4.1. Überblick

Die Beschaffenheit der Böden wird durch Eigenschaften des Klimas, des Reliefs und des Substrates sowie die damit verbundenen Merkmale von Verwitterung, Abtragung und Bodenfeuchteregime geprägt (vgl. SUCCOW u. KLOSS 1978, BARSCH, OPP u. STEINHARDT 1993, KNOTHE et al. 2001). Bei den grundwasserfreien Böden im Kharkhiraa handelt es sich um intrazonale Böden. Unterhalb 1.800 m, im Inneren des Uvs-Nuur-Beckens, ordnen sich die Böden in die zonale Abfolge ein (OPP 1994). Tabelle 33 stellt die Sequenz der grundwasserfreien Bodentypen vereinfacht dar.

Als grundwasserbeeinflusste intrazonale Bodentypen sind in der Trockensteppe und in der Halbwüste Fluvisol, Gelic Gleysol und Gelic Histosol (über Permafrostlinsen) zu nennen, ergänzt durch Solonchak und Solonez in extrem trockenen Bereichen.

Tabelle 33: Abfolge der Bodentypen auf dem Transsekt

Höhe	Vegetationseinheit	Bodentyp
~ 2.900-2.300 m ü.d.M.	alpine Stufe	Gelic Leptosol, Dernozem
~ 2.300-1.800 m ü.d.M.	Gebirgswaldsteppe	Parachernozem, dunkler Kastanozem, mittlerer Kastanozem
~ 1.800-1.000 m ü.d.M.	Trockensteppe	heller Kastanozem
~ 1.000-760 m ü.d.M.	Halbwüste	Burozem

3.2.4.2. Ausgangsmaterial der Bodenbildung

Im Kharkhiraa stehen devonische Schiefer, Sandsteine und Kalke an, die im engräumigen Wechsel mit basischen Tiefengesteinen, Gabbros, Dioriten, Peridotiten und Duniten auftreten (MARINOV et al. 1972). Systematische geologische Erkundungen sind in diesem Raum allerdings bisher nicht vorgenommen worden. Im Kammbereich haben sich auf Schuttdecken Kryoplanationsterrassen ausgebildet. Es handelt sich um Golez-Terrassen, wie sie auch von RICHTER, HAASE u. BARTHEL (1963) im Khangai beobachtet wurden. Nach LEHMKUHL (1995) liegt die Untergrenze periglazialer Formungsprozesse in der Ostmongolei bei 2.700 m. Blockströme wurden aber hier bis ca. 2.550 m beobachtet (WILMKING 1998).

Der Steilrand des Turgen-Kharkhiraa-Gebirges setzt darunter ein. Er wird durch tiefeingeschnittene Kerbtäler gegliedert. In den Schuttdecken zeichnen sich Kappungen und Rutschungen ab. Im Vergleich zu den Nordhängen sind die Südhänge durch Denudationsvorgänge und Erosionsprozesse seit dem Pleistozän stärker überformt worden. An mehreren Steilstellen tritt der Fels an die Oberfläche, einzelne Klippen ragen heraus.

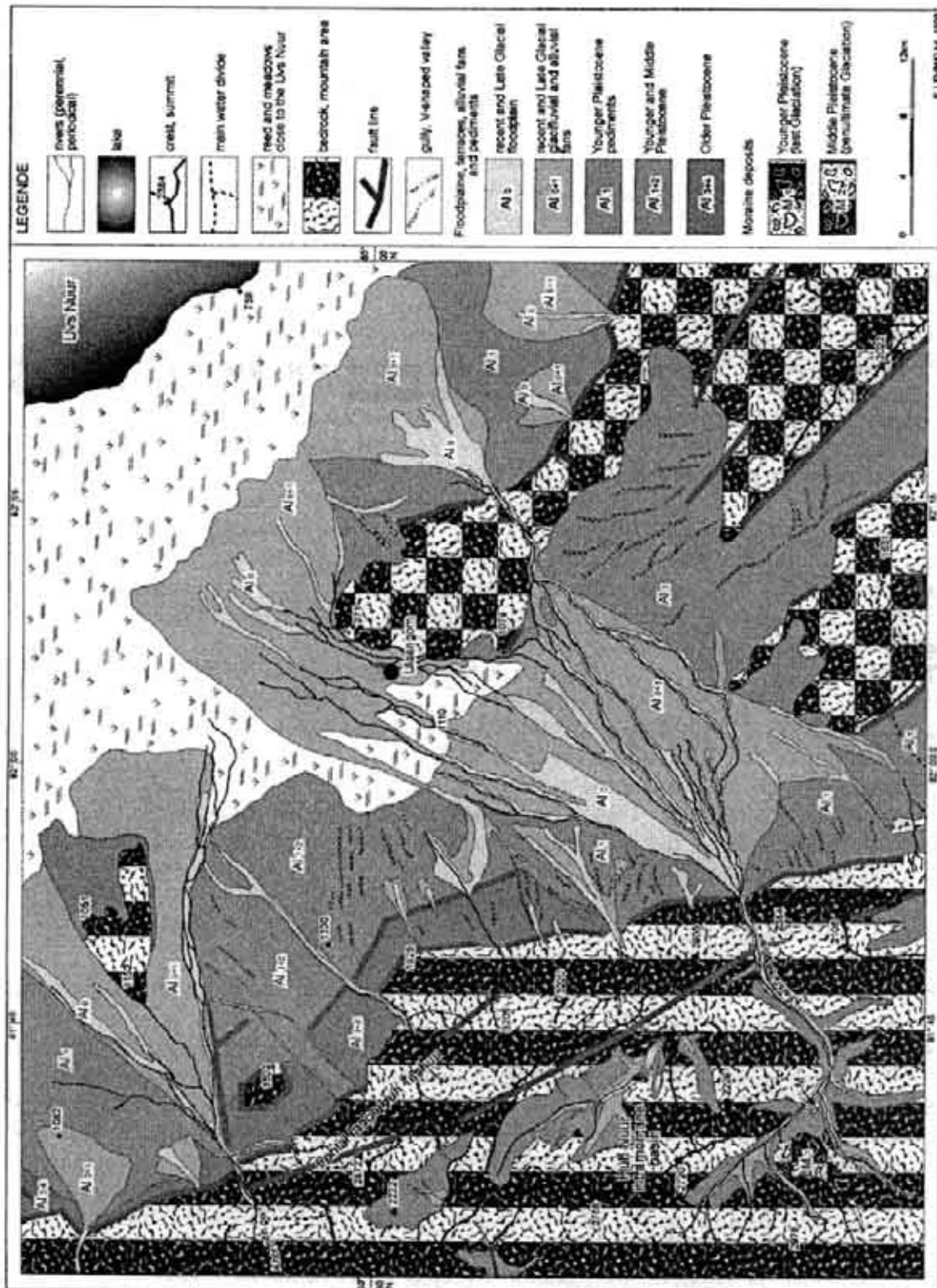
Abbildung 35: Fußfläche vor dem Turgen-Kharkhiraa-Gebirge. Im Hintergrund das proximale Pediment, im Vordergrund das distale Pediment



Am Gebirgsrand setzt bei 1.600 m mit einem Hangknick die Gebirgsfußfläche ein, das proximale Pediment. Das proximale Pediment vor dem Gebirgsrand wird durch altpleistozäne Schuttkegel (LEHMKUHL 2000) überdeckt, auf denen Sandlöss und Löss mit einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern aufgeweht worden sind. Diese werden von Bächen und Flüssen, wie Tejlin Gol oder Kharkhiraa Gol, zerschnitten. Löss und Sandlöss

bedecken auch das distale Pediment, das Glacis. An der Straße von Ulaangom nach Turgen erreicht der Löss hier eine Mächtigkeit von 2,4 m. Darunter stößt man auf mittel- und jungpleistozäne Schotter (LEHMKUHL 2000), die mehrere Dekameter mächtig werden und die Schwemmfächer verwilderter Flüsse darstellen.

Abbildung 36: Verbreitung der Schwemmfächer zwischen Turgen-Kharkhira-Gebirge und Uvs Nuur (aus LEHMKUHL 2000)

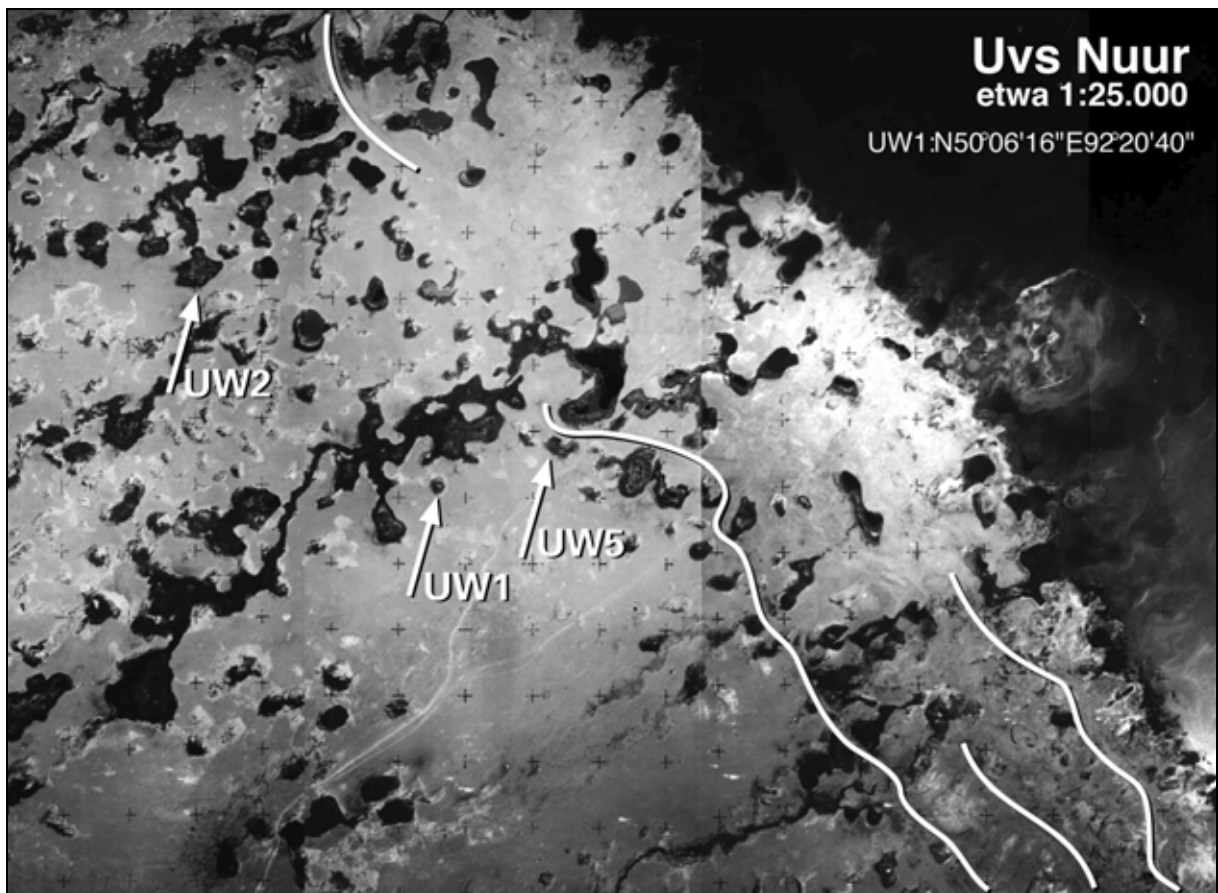


Auf der Höhe von Ulaangom (939 m ü.d.M.) unterbricht eine Grundgebirgsschwelle die Schotterablagerungen. Die beiden Hügel Tshandaman Uul und Ulaan Tolgoi obo südlich und

westlich von Ulaangom gehören zu dieser Schwelle (Abb. 36). Sie staut das Wasser örtlich an und lässt es in versumpften Niederungen (wie im Ogsom) zutage treten. Zum Beckeninernen hin gehen die Schwemmfächer in See-Terrassen und die heutige See-Ebene über. Auf den See-Terrassen liegen Strandwälle, die die frühere Ausdehnung des Uvs Nuur anzeigen. Die Neigungswerte sinken hier auf 1°. Eine deutliche Korngrößensortierung mit Abnahme des Schuttanteils charakterisiert diese Bereiche. Der Grobsandanteil nimmt ab und der Feinsandanteil zu. Der Anteil der Ton/Schluff-Fraktion steigt von 4% bis auf 27%. Der Rundungsgrad der Gerölle nimmt zu (WILMKING 1998).

Zwischen den See-Terrassen trifft man auf viele kleine Hohlformen, die oft miteinander verbunden sind. Ein großer Teil ist vernässt, je näher am See, desto häufiger. Ihre Entstehung verdanken diese Hohlformen Kryoturbationen bei stärkerem Permafrost als heute (Abb. 37).

Abbildung 37: Hohlformen und Strandwälle in der See-Ebene (aus KNOTHE et al. 2001)



Im Bereich der See-Terrassen strömt das Wasser oberirdisch wie unterirdisch dem Uvs Nuur zu. In Seenähe dominieren Fein- und Mittelsande mit äolischen Decken. Dünenaufwehungen übersteigen allerdings selten ein Höhe von 1 m. In unmittelbarer Nähe des Sees haben sich mehrere Strandwälle ausgebildet (Abb. 37). Der äußere Wall ist am höchsten und bildet einen deutlichen Rücken. Er kennzeichnet den jungholozänen Hochstand des Uvs Nuur.

3.2.4.3. Böden der alpinen Stufe

In Gipfelage, auf den groben Blockfeldern am Khukh Uul, konnten sich keine Böden entwickeln. Dagegen trifft man auf den flachen Hängen und Plateaus darunter Permafrostböden an. Innerhalb von Steinpolygonen liegt grusiges Feinmaterial mit Humusbestandteilen (Tab. 34). Nach der WRB 1994 handelt es sich um Gelic Leptosols, die in der Mongolei als kryogene Gebirgstaigaböden bezeichnet werden (Merzlotno-Taeshnye). Für die Gelic Leptosols ist die kryoturbate Durchmischung der Bodenbestandteile (auch der Humusbestandteile) bis

zur Tiefe der sommerlichen Bodengefrorenis charakteristisch. Rostbeläge an Bodenskelett und Rostbänder im Feinboden zeugen von Hydratation während der sommerlichen Auftauphase und Dehydratation beim Gefrierprozess im Winter. Der Humus ist je nach Standortbedingungen modrig bis torfig.

Tabelle 34: Merkmale eines Gelic Leptosols am Gipfel des Khukh Uul

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körn-ung	KAK [cmol _c /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah	0-15	22	10-25	stark schluffiger Sand	50	-	5,1
Bsh	15-50	4		schluffig-lehmiger Sand	4	-	4,7
C	ab 50	-	> 75	mittel schluffiger Sand	3	-	5,3

Schürf-Nr. L 4: Gelic Leptosol, Höhe 2870 m, Hangneigung 3°, Exposition NNE (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Unterhalb des Gipfelplateaus bestimmen steilere Hänge das Relief. Dort haben die Böden in der Regel gekappte Profile und sind flachgründig. Auf den Sätteln und Ebenen erreichen sie Mächtigkeiten bis 1 m über dauernd gefrorenen Untergrund. Der Leitbodentyp für diese Höhenstufe ist der Dernozem (russ. Derno, djorn = Rasen). In der mongolischen Bodenklassifikation wird er als Gebirgs-Wiesen-Steppenboden bezeichnet. Auf Grund seiner Horizontfolge Ah-Bv(h)-C ist er zu den Gelic Cambisols der WRB 1994 zu stellen.

Eine Untergliederung ist entsprechend der Hydromorphie und dem Anteil organischer Substanz im Oberboden möglich. Man unterscheidet vergleyte sowie unvergleyte schwarze oder kastanienbraune Dernozeme (Tab. 35). Cherno-Dernozem (in der mongolischen Klassifikation schwarzerdeartiger Hochgebirgs-Wiesen-Steppenboden) kommt kleinflächig vor allem auf nordexponierten, feuchten Golez-Terrassen vor. An den südexponierten Hängen ist der Humusgehalt geringer. Dort findet man in erster Linie Kastano-Dernozeme (mongolische Klassifikation: kastanienfarbene Hochgebirgs-Wiesen-Steppenboden). Humusreiche hydromorphe und halbhypromorphe Dernozeme (Gleyic Cambisols) sind in feuchten Hangmulden anzutreffen.

Tabelle 35: Merkmale eines Dernozems unterhalb des Khukh Uul

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körn-ung	KAK [cmol _c /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah/B	0-10	19	10-25	Schluff	44	-	5,2
Bv(h)	10-30	6			34	-	4,6
C	ab 30	1	> 75	Sand		-	3,9

Schürf-Nr. L 6: Cherno-Dernozem, Höhe 2860 m, Hangneigung 10°, Exposition SE (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Dernozeme besitzen einen humusreichen, aber geringmächtigen Ah-Horizont. Die Humusform ist demnach Moder oder mullartiger Moder. Der Bs- oder Bsh-Horizont unter dem Ah-Horizont ist geringmächtig ausgebildet. Eisenmobilität und eine schwache Verlehmung sind typisch für die Zwischenhorizonte. Die Niederschläge haben das Carbonat in den Böden ausgewaschen und die Böden reagieren mittel bis stark sauer. Die Basensättigung der Böden ist mäßig bis gering.

3.2.4.4. Böden der Gebirgswaldsteppe

In der Gebirgswaldsteppe lösen Lärchenwälder an den nordexponierten Hängen und Bergwiesen auf den südlich gerichteten Hängen einander ab. Auch hier prägen steile Hängen mit periglazialen Oberflächenformen (Klippen, Blockströme, Nivationsnischen u.a.) das Relief. Flachere Hangabschnitte sind selten. Dort findet man lehmige Verwitterungsdecken. Dabei zeichnen sich die bewaldeten Hänge gegenüber denen der Wiesensteppe durch einen höheren Ton- und Schluffgehalt aus. Bodenerosion hat in der Steppe zur Verarmung an Feinböden geführt.

Böden der Lärchenwälder

Leitböden für die höheren Lagen der Waldgebiete sind die Parachernozeme (Tab. 36). Diese werden in der mongolischen Bodenklassifikation als Gebirgs-Taigaböden, Gebirgs-Waldböden oder Gebirgs-Chernozeme bezeichnet. Am besten sind sie an Nordhängen ausgebildet. Darüber sind sie auch in den unteren Waldlagen als kolluviale Bildungen am Fuß von Hängen und in Hangmulden anzutreffen. Für alle Parachernozeme stellen Mull und mullartiger Moder mit einem C/N-Verhältnis um 10 die charakteristische Humusform dar. Die Basensättigung schwankt zwischen 60 und 80%. Die pH-Werte der Oberböden liegen im Oberboden im schwach sauren Bereich und steigen nach unten bis in mittel alkalische Bereiche an.

Tabelle 36: Merkmale eines Parachernozems in den höheren Lagen der Lärchenwälder

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah	0-20	10	2-10	mittel schluffiger Sand	44	-	6,1
Bh	20-55	8			52	-	7,1
Bv	55-75	3		stark schluffiger Sand	69	-	7,5
C	ab 75	3	10-25	mittel schluffiger Sand	n.b.		8,3

Schürf-Nr. U 40: Parachernozem, Hangneigung 23°, Exposition NE (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

In den unteren Lagen der Lärchenwälder beginnt das Gebiet der Kastanozeme. In den Wäldern handelt es sich zumeist um dunkle Kastanozeme (Tab. 37). Sie weisen, je nach Gründigkeit, einen mehr oder weniger mächtigen eisenhaltigen Humushorizont auf. Dieser Ah-Horizont ist kastanienbraun gefärbt und wird oft durch einen humosen Unterbodenhorizont unterlagert. Das mittlere C/N-Verhältnis von 16 bis 18 steht für Moder und belegt einen durch Trockenheit beeinträchtigten Humifizierungsprozess.

Tabelle 37: Merkmale eines dunklen Kastanozems in den unteren Lagen der Waldgebiete

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah	0-15	20	< 2	mittel schluffiger Sand	82	-	5,4
Bhs	15-25	6	50-75	schwach schluffiger Sand	33	-	5,4
C	ab 35	1	> 75		12	-	6,2

Schürf-Nr. U 33: Gekappter dunkler Kastanozem, Hangneigung 21°, Exposition ENE (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Unter Wald sind diese Böden häufig bis in den Unterboden carbonatfrei und reagieren schwach bis mäßig sauer, seltener neutral.

Böden der Gebirgssteppe

Die relativ steilen südexponierten Hänge dieser Höhenstufe bedeckt die Gebirgssteppe. Hangneigungen >30° sind weit verbreitet. An mehreren Steilstellen tritt der Fels aus. Klippen türmen sich auf. In ihrer unmittelbaren Umgebung treten Rohböden und Ranker auf. Dazwischen kommen oft mehr oder minder stark gekappte mittlere (oder typische) Kastanozeme vor. Nur in kolluvial überdeckten Bereichen auf der Gebirgsfußfläche erreichen die Böden eine Mächtigkeit bis 1 m. Dort treten in feuchten Senken auch dunkle Kastanozeme oder Parachernozeme auf. An trockenen Stellen gehen die mittleren Kastanozeme (Tab. 38) in helle Kastanozeme über. Die mittleren Kastanozeme stellen jedoch den Leitbodentyp der Gebirgssteppe dar. Sie sind meist 30-50 cm mächtig.

Der Humus der mittleren Kastanozeme weist ein enges C/N-Verhältnis um 10 auf, das Mull anzeigt. Die Humifizierung ist auf die kurze intensive Bodenbildungsphase im Frühsommer konzentriert. Durchfeuchtung und die freigesetzten Huminsäuren führen dann zu einem erniedrigten Calciumionenangebot in der Bodenlösung in dieser Zeit. Auf sauren Ausgangsgesteinen zeigt demzufolge nur eine hohe Basensättigung die für Kastanozeme typische Car-

bonatanreicherung im Unterboden an. Diese Standorte weisen nur einen Carbonatanreicherungshorizont auf, wenn Löss eingeweht wurde oder Carbonate über Hangwasser zugeführt wurden. Dies ist weithin der Fall, so dass in der Regel unter dem Oberbodenhorizont (Ah) und dem Zwischenhorizont (Bsh) der Carbonatanreicherungshorizont (Cc) folgt.

Tabelle 38: Merkmale eines mittleren Kastanozems in der Gebirgssteppe

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Steingehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah/Bs	0-10	4	2-10	mittel schluffiger Sand	54	n.b.	6,4
Bhs	10-30	3	2-10	schwach schluffiger Sand	52	n.b.	7,2
	30-40		50-75				
	40-50		2-10				
Cc	ab 50	4	> 75		n.b.	n.b.	7,4

Schürf-Nr. U 30: Gekappter mittlerer Kastanozem. Hangneigung 35°, Exposition E (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

3.2.4.5. Böden in der Trockensteppe

Böden der lössbedeckten Schuttkegel und Schwemmfächer

Im Pediment des Kharkhiraa setzt die Trockensteppe ein. Hier sind geringmächtige helle Kastanozeme mit der Horizontfolge Ah/Bhsc/Cc/C als Leitböden anzusprechen (Tab. 39). Sie sind in der Lössdecke der trockenen Schuttkegel sowie auf den Schwemmfächern der Gebirgsflüsse zu finden. Ihr Untergrund ist meist grobporig. Wasser kann relativ rasch versickern, so dass helle Kastanozeme lange Trockenphasen im Bodenfeuchteregime aufweisen können.

Tabelle 39: Merkmale eines hellen Kastanozems in der Trockensteppe

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Steingehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah	0-5	2	2-10	mittel schluffiger Sand	84	-	7,8
Ah/Bs	5-25	2			n.b.	-	7,8
Bsc	25-60	-	50-75		n.b.	25	8,0
C	ab 60	-			n.b.	n.B.	7,7

Schürf-Nr. U 76: Heller Kastanozem, Neigung 1° (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Der Humusgehalt im Oberboden heller Kastanozeme beträgt 2% und weniger. Die Humusform ist Mull. 10-60 cm unter Flur hat sich Calciumcarbonat abgesetzt. Die CaCO₃-Abscheidungen treten vor allem im Bs/Cc- oder im Cc-Horizont auf. Der CaCO₃-Gehalt schwankt dort zwischen 2 und 25%. Die Bodenreaktion liegt im alkalischen Bereich.

Zwischen den hellen Kastanozemen auf den grundwasserfreien Bereichen der Trockensteppe haben sich an sandigen Flussablagerungen Fluvisols entwickelt. In kleinen Senken sind die Ablagerungen mit Lehm ergänzt. Dort findet man Gelic Gleysols (Humusgehalt zwischen unter 30%) sowie, in einer Torfaufgabe, Gelic Histosols (Humusgehalt um 30% und darüber), kennzeichnen feuchte Stelle mit Dauerfrostlinsen. Davon zeugen auch kleine Thufure.

3.2.4.6. Böden in der Halbwüste

Böden der höheren See-Terrassen

Der Leitboden der Halbwüste ist der graubraune Burozem (einer der Arenosols nach der WRB 1994). Er nimmt die See-Terrassen und Strandwälle am Rand des Uvs Nuur ein. Ein Burozem (Tab. 40) ist selten mächtiger als 60 cm. Er zeigt nur eine undeutliche Horizontdifferenzierung. Unter einer dünnen Treibsanddecke folgt ein humusarmer Oberboden (Humusgehalt um 1% und darunter), oft durchsetzt von Calciumcarbonatniederschlägen. Es treten im Profil schwach saure bis schwach basische Bodenreaktionen auf.

Tabelle 40: Merkmale eines Burozems in der Halbwüste

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ah/Bs	0-10	1	2-10	schwach lehmiger Sand	11	50	6,3
Bshc	10-35	1			20		6,9
Bs/Cc	35-60	-		schwach schluffiger Sand	53	10	7,2
C	ab 60	-			26		6,7

Schürf-Nr. L 28: Burozem, Neigung 2° (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Der Burozem unterscheidet sich vom Kastanozem dadurch, dass die im Boden enthaltenen Calciumcarbonate in Feuchtphasen nicht gelöst und in den Unterboden abgeführt werden können. Die sommerlichen Niederschläge sind hier zu gering. Sie durchfeuchten den Boden in der Regel nur oberflächlich. Im ganzen Bodenprofil kann es zu Anreicherung von Inhaltsstoffen der Bodenlösung, wie Sulfaten, Carbonaten, Chloriden oder Hydroxiden, kommen.

Auf den etwas tiefer liegenden See-Terrassen und den Übergangsbereichen zu den feuchten Senken und Rinnen haben sich sogenannte Wiesen-Burozems entwickelt. Sie reagieren im gesamten Bodenprofil alkalisch und weisen einen höheren Humusgehalt im Oberboden (über 1,0%) auf.

Böden in Grundwassernähe

Neben den auch in der Trockensteppe entlang der Flussläufe und in kryogenen Senken anzutreffenden Fluvisols, Gelic Gleysols, Gelic Histosols markieren in den See-Terrassen und in den See-Ebenen Salzausfällungen Grundwassernähe. Salzböden sind die Leitböden der grundwasserbeeinflussten Bereiche in der Halbwüste: Solonchak und Solonez (in der WRB 1994 ausgewiesen). Kapillarer Aufstieg des Grundwassers und starke Verdunstung führen hier zur Ausfällung von Calcium, Natrium-, Magnesium- Chlor- und Sulfat-Ionen. Dies kann an der Oberfläche, aber auch in den Zwischenhorizonten oder im Unterboden geschehen. Übergänge zwischen Fluvisols, Gelic Gleysols sowie Gelic Histosols und den Salzböden und werden durch salzhaltige Subtypen angezeigt. Solonezierte Burozeme markieren den Anstieg zu grundwasserfreien Bereichen.

Solonchaks (Tab. 41) sind in der See-Ebene und auf den grundwasserbeeinflussten See-Terrassen flächig ausgebildet. Das Grundwasser erreicht hier zeitweise Oberflächennähe. Der Salzgehalt des Oberbodens liegt bei >0,5%. Die Bodenreaktion ist stets alkalisch.

Tabelle 41: Merkmale eines Solonchaks in der Halbwüste

Horizont	Tiefe [cm]	Org. Substanz [%]	Stein-gehalt [%]	Körnung	KAK [cmol _e /kg]	CaCO ₃ [%]	pH (KCl)
Ahz	0-5	5	< 5	schwach schluffiger Sand	n.b.	n.b.	10,0
Goz	10-35	1		Sand	n.b.	n.b.	9,3
Go/Gr	35-60	2		schwach lehmiger Sand	n.b.	n.b.	8,8

Schürf-Nr. S 139: Solonchak, Neigung 0° (Bearbeiter KNOTHE, STOCK u. HEYMANN 1997)

Soloneze treten in kleinen Senken innerhalb der Schotterkörper punktuell auf. Sie zeigen, bei einem größeren Flurabstand des Grundwassers, einen häufigen Wechsel von Austrocknung und Vernässung durch seitlich eindringendes Zuschusswasser an. Der Gleyhorizont fehlt. Es hat sich die Horizontfolge Ah-Aeh-Bth-Bz-Czy ausgebildet. Der Ah-Horizont ist geringmächtig und führt keine oder nur wenig lösliche Salze. Sickerwasser hat hier Na- und Fe-Verbindungen, aber auch Huminstoffe, Ton und Schluff in den Unterboden geführt. Dort bildet sich eine dunkle, dichte, natriumgesättigte Bodenmatrix, die in Feuchtphasen aufquillt und in Trockenphasen Trockenrisse aufweist. Die dadurch entstandene säulige Struktur kennzeichnet den Solonez. Der pH-Wert im Boden kann 10 bis 11 erreichen.

Böden am Rand des Uvs Nuur

Im Seerandbereich wird das Relief durch Strandwälle und Strandsenken gegliedert. Auf dem groben Geröllen der Strandwälle haben sich Burozeme entwickelt. Solonezierte Burozeme

markieren den Übergang zu den Strandseen, die wiederum Solonchaks tragen. Auch die Gleye am Spülsaum des Uvs Nuur sind salzhaltig, wobei sich in Trockenperioden dort dünne Salzkrusten bilden.

3.2.5. Differenzierung des Bodenfeuchteregimes

3.2.5.1. Überblick

Die klimatische Wasserbilanz, die von der Beziehung zwischen Niederschlag und aktueller Verdunstung bestimmt wird, prägt das Bodenfeuchteregime ebenso wie die Standorteigenschaften, wie Hangneigung und -exposition, Struktur und Dichte der Vegetationsdecke, Körnung, Schichtung und Volumenverhältnisse, Hang- und Grundwassereinfluss. Das Bodenfeuchteregime wurde im Sommer der Jahre 1997 und 1998 messend erfasst. Die Geräteausstattung war jedoch nicht einheitlich, so dass unterschiedliche Verfahren angewandt werden mussten, die tendenziell gleichartige Werte erbrachten, im Einzelwert aber voneinander abwichen. Dies muss bei der Interpretation der Messergebnisse beachtet werden.

Zusammen mit der Ermittlung witterungsklimatischer Daten wurden Bodenfeuchtwerte mit Tensio-Loggern (Stationen S 2, S 3 und S 7), mit dem Tensiometer (Station S 4) sowie mit Gipsblocksensoren (Stationen S 1, S 5, S 6 und S 9) erhoben. Spezielle Untersuchungen zur Bodenfeuchtedynamik sind mit Stechzylindern und Thetasonden (BLANK 1999) auf Standorten in den Senken und auf den Schotterflächen der See-Ebene des Uvs Nuur (Stationen S 1 und S 2), auf den Schuttfächern des Uvs-Nuur-Beckens (Station S 3) sowie auf den unbewaldeten und bewaldeten Hängen am Rand des Turgen-Kharkhiraa-Gebirgsmassivs (Stationen S 5 und S 7) vorgenommen worden. An den anderen Bereichen des Untersuchungsgebietes erfolgten stichprobenartige Erkundungen.

Die Substrateigenschaften an den Messpunkten sind unterschiedlich (Tab. 42). Messpunkt S 5 befindet sich beispielsweise auf einer Hangschuttdecke, deren obere Lagen verlehmt sind. Der Übergangsbereich zwischen einem Schuttkegel am Gebirgsrand und den Schotterflächen im Uvs-Nuur-Becken trägt am Messpunkt S 3 Sand über Sandlöss, der über den Schottern des Uvs-Nuur-Beckens liegt. Erst in mehr als 50 cm Tiefe steigt der Kiesanteil. Der Seesand in der seenahen Senke am Messpunkt S 1 ist ebenfalls von Kiesen unterlagert.

Tabelle 42: Korngrößenzusammensetzung und Porenvolumen des Bodens an den Messpunkten S 1, S 2, S 3 und S 5

Station	Tiefe [cm]	Porenvolumen [%]	Kiesanteil [%]	Anteil am Feinboden [%]			Bodenart
				Sand	Schluff	Ton	
S 1	0-8	25,2	0,0	95,5	2,8	1,6	Sand
	20	36,3	11,0	98,4	1,3	0,2	s.k. Sand
	30	30,1	32,4	99,1	0,7	0,1	s.k. Sand
S 2	0-5	42,4	8,4	89,2	8,9	1,9	s.k. Sand
	10-20	35,6	8,0	96,5	1,8	1,7	s.k. Sand
	40-50	34,8	7,9	93,2	6,7	0,1	s.k. Sand
	90	34,6	26,3	82,7	15,8	1,5	m.k. schwach schluffiger Sand
S 3	0-11	48,1	1,1	64,9	33,7	2,3	s.s.k. schwach schluffiger Sand
	11-50	47,8	1,7	66,4	32,3	1,3	s.s.k. mittel schluffiger Sand
	50-70	46,0	0,1	51,0	46,6	2,3	s.s.k. stark schluffiger Sand
S 5	5-8	34,4	0,0	88,3	11,7	0,3	schwach schluffiger Sand
	20-35	29,4	0,0	79,7	18,9	1,5	schwach schluffiger Sand
	50-60	39,8	43,6	81,1	17,0	1,9	m.k. schwach schluffiger Sand

(m.k. = mittel kiesig ; s.k. = schwach kiesig ; s.s.k. =sehr schwach kiesig)

Das Porenvolumen ist am höchsten im Sand und Sandlöss am Messpunkt S 3, am niedrigsten in den oberflächennahen Lagen des Seesandes am Messpunkt S 1. Durchweg mittlere Porenvolumina weist das Substrat am Hangstandort S 5 auf.

In den alpinen Matten und Polsterfluren dringt der größte Teil des Niederschlages in den Boden ein, versickert oder fließt als Hangwasser ab. In der Steppe und in der Halbwüste verdunstet das dem Boden zugeführte Sickerwasser zu großen Teilen. Verdunstung erfasst auch das kapillar aufgestiegene Grundwasser in der See-Ebene. Lediglich im Bergwald spielt die Verdunstung eine geringere Rolle. So ergibt sich eine Sequenz von Typen des Bodenfeuchtereimes, die Tabelle 43 zeigt.

Tabelle 43: Bodenfeuchtereime auf dem Transsekt

Höhe	Relieftyp	Bodenfeuchtereime (BFR)
~ 2.900-2.300 m ü.d.M.	Gipfellen und Hänge der alpinen Stufe	Sicker- und Hangwasser-BFR über Dauerfrost
~ 2.300-1.800 m ü.d.M.	nordexponierte Hänge mit Gebirgswald	Sicker- und Hangwasser-BFR
~ 2.300-1.800 m ü.d.M.	südexponierte Hänge mit Gebirgssteppe	Sicker- und Hangwasser-BFR mit gelegentlichem Lösungswasseraufstieg
~ 1.800-900 m ü.d.M.	Hänge und Pedimentflächen mit Trockensteppe	Sickerwasser-BFR mit zeitweiligem Lösungswasseraufstieg
~ 900 m-770 m ü.d.M.	See-Terrassen in der Halbwüste	Sickerwasser-BFR mit Lösungswasseraufstieg
~ 770 m-760 m ü.d.M.	Senken in der Halbwüste	Grundwasser-BFR mit kontinuierlichem und starkem Lösungswasseraufstieg

Die Senken zwischen den Schuttfächern und die Talböden zwischen den Gebirgshängen bleiben dabei unberücksichtigt. Sie werden durch Hang- und Grundwasser gespeist. Demzufolge tritt hier Grundwasser-Bodenfeuchtereime entlang der Flüsse und Bäche auf, umgeben von Sicker- und Hangwasser-Bodenfeuchtereime.

3.2.5.2. Die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte

Die mit Stechzylinder und Thetasonden ermittelten Messwerte aus dem Jahre 1998 sind gut geeignet, die räumliche Variabilität der Bodenfeuchte im Untersuchungsraum aufzuzeigen, da die Auswirkungen der einzelnen Niederschlagsereignisse im trockenen Sommer 1998 besonders deutlich zu erkennen waren. Dabei ist zu beachten, dass die Stechzylinderproben im Vergleich zu Thetasondenmessungen Extrema nur in abgeschwächter Form wiedergeben (BLANK 1999).

Einen erster Überblick über die Bodenfeuchtwerte geben die Mittel aller Stechzylinderproben an den jeweiligen Stationen. Sie zeigen, dass die Bodenfeuchtwerte in der grundwasserbeeinflussten See-Ebene, in der sich die Station S 1 befindet, mit 24 Vol% im Mittel wesentlich höher liegen als an den sickerwasserbestimmten Messstandorten. Dort erbringen die Hangstationen S 5 und S 7 Mittelwerte über 7 Vol%, die Stationen S 2 und S 3 auf den Schwemmfächer und Schotterfeldern des Uvs-Nuur-Beckens dagegen nur Werte um 5 Vol% und darunter.

Die Beziehungen der Feuchtwerte zu Niederschlag und Verdunstung verdeutlicht Tabelle 44 in einem Vergleich, bei der die Station S 6 auf Grund ihrer geringeren Messdichte ausgeklammert wurde. Dabei ist zu beachten, dass in der See-Ebene des Uvs Nuur (S 1) die Durchfeuchtung des Bodens vom oberflächennahen Grundwasser bestimmt wird.

Die Böden in der alpinen Stufe und im Bergwald bleiben im Sommer feucht. Allerdings trocknet der Boden im windexponierten Kammbereich stellenweise oberflächlich aus. Im Bergwald ist das nicht der Fall, da das Moospolster an der Bodenoberfläche Wasser speichert. Dabei ist hier die Summe der Niederschläge, die den Boden erreichen, verglichen mit der Gebirgssteppe, relativ gering. Ein größerer Teil der Niederschläge verdunstet durch Interzeption an den Nadeln der Lärchen und wird nicht vom Pluviografen aufgefangen. Messwerte in 2 m Höhe zeigen das an (Tab. 22).

Tabelle 44: Mittlere Bodenfeuchte (Stechzylindermessungen), Niederschlagssummen und potenzielle Verdunstung während des Sommers 1998 an den Stationen S 1, S 2, S 3, S 5 und S 7 (BLANK 1999, ergänzt und verändert)

Station	Mittlerer Bodenwassergehalt [Vol%]	Niederschlagssumme [mm]	Potenzielle Verdunstung (nach WENDLING) [mm]
S 1	24,4	39	442
S 2	3,6	36	483
S 3	5,1	97	485
S 5	7,3	80	407
S 7	7,8	48	86

Der Wassertransfer im Hangschutt ist erheblich. Die feldgesättigte Wasserleitfähigkeit liegt an der Station S 5 bei 98 cm/d. Maßgebend für das Ausmaß der Verdunstung ist jedoch die einfallende Globalstrahlung. Deshalb beträgt die potenzielle Verdunstung auf den südexponierten Hängen mehr als das Vierfache der nordexponierten Hänge. Lösungswasseraufstieg spielt nunmehr eine große Rolle.

Im Beckeninneren nimmt der Anteil der Evaporation aus dem Boden weiter zu, der Anteil der Transpiration durch die Vegetation ab. In der Trockensteppe liegt der Bedeckungsgrad der Vegetation bei ca. 30%, in der Halbwüste jedoch nur bei 10-20%. An der Station S 2 wurde mit 483 mm der höchste Wert für die potenzielle Verdunstung ermittelt. Allerdings erscheint dieser Wert real nicht erreichbar, da das Wasser dort relativ rasch versickert.

Die Station S 2 liegt auf einer Strand-Terrasse, die Station S 3 im Auslaufbereich eines von Sandlöss überdeckten Schuttkegels südöstlich der Randkette des Turgen-Kharkhiraa-Gebirges. Die Durchlässigkeit des sandigen Substrates an S 2 ist erheblich höher als die des schluffigen Sandes an S 3. In 20 cm Tiefe beträgt die mit einem Guelph-Permeameter bestimmte feldgesättigte Wasserleitfähigkeit am Standort S 2 198 cm/d, am Standort S 3 nur 36 cm/d (BLANK 1999).

Weitaus besser funktioniert der Wassernachschub in den Oberboden an der seenahen Station S 1. Hier schwankt der Grundwasserspiegel zwischen 30 und 70 cm unter Flur. Das stark salzhaltige Grundwasser steigt dort im Seesand kapillar bis in den Oberboden auf. Dessen Wassergehalt ist oft so hoch, dass der Boden als wassergesättigt bezeichnet werden kann.

3.2.5.3. Die zeitliche Variabilität der Bodenfeuchte

Der Witterungsverlauf einerseits und die Standorteigenschaften andererseits bestimmen den Gang der Bodenfeuchte. Die Niederschläge gehen mit zeitlicher Verzögerung in den Boden über, da der Niederschlag zum großen Teil nicht gleichmäßig verteilt fällt, sondern in Form von wenigen Starkregenereignissen. Zwischen diesen Niederschlagsereignissen liegen zum Teil lange, intensive Trockenphasen, die zu einer Verhärtung der Bodenoberfläche führen und ihre Aufnahmefähigkeit für Wasser herabsetzen.

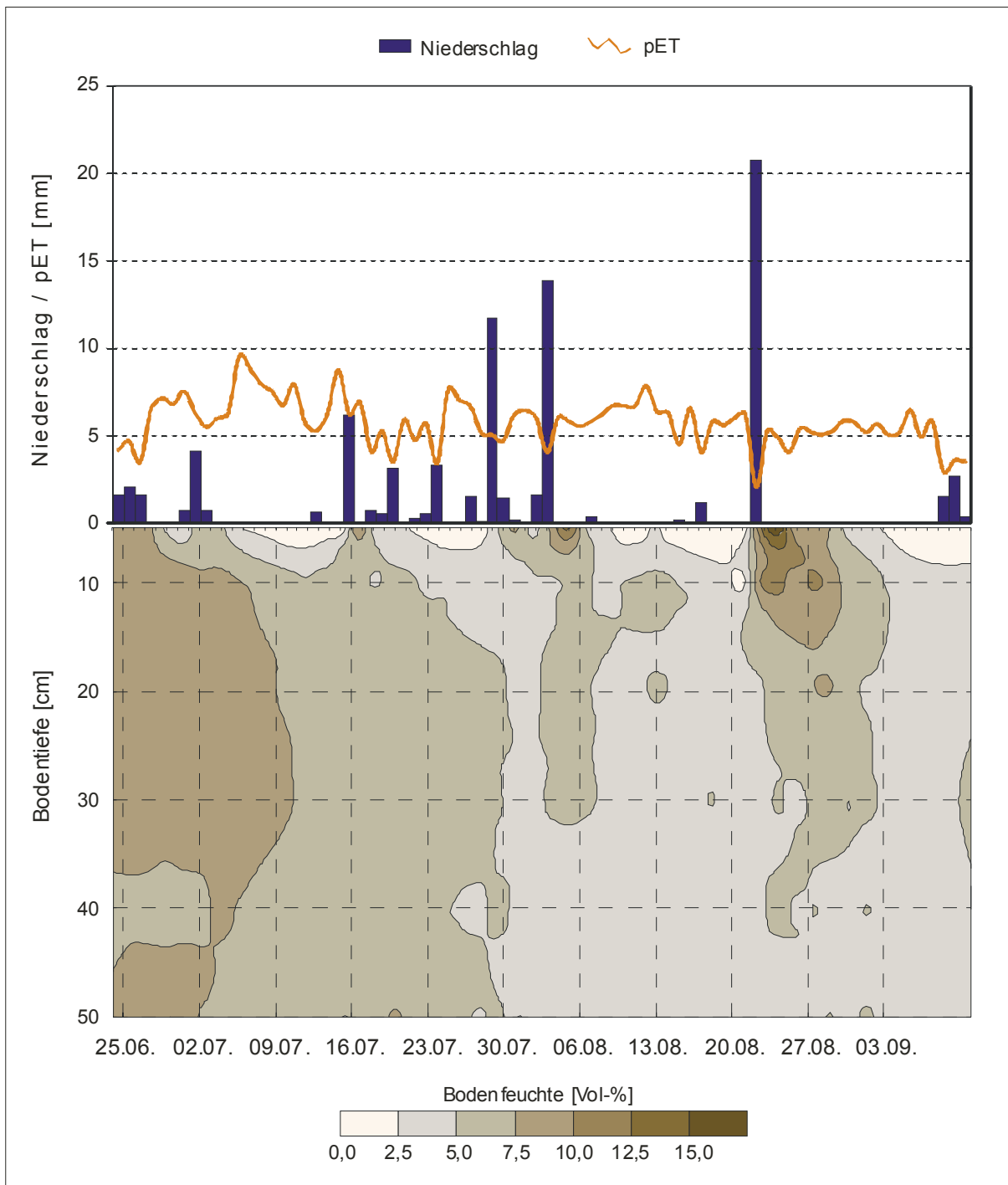
Für die witterungsbedingte Bodendurchfeuchtung sind das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung von entscheidender Bedeutung. Unter den Standorteigenschaften, die den Bodenwassergehalt beeinflussen, sind in erster Linie Körnung, Schichtung und Volumenverhältnisse des Substrates, Hangneigung und -exposition, Hang- und Grundwassereinfluss sowie Struktur und Dichte der Vegetationsdecke zu nennen.

Frontendurchgänge erbringen im Gebirge die höchsten Niederschlagsspenden. Im Beckeninneren kommt es dagegen auch bei Wärmegewittern zu relativ hohen Niederschlagssummen (z.B. 29.07.1998, 03.08.1998).

Eine Betrachtung der Beziehungen zwischen Niederschlag, aktueller Evapotranspiration und Bodenfeuchtegang kann sich auf relativ dichte Thetasondenmessungen an der Station S 3 stützen. Dabei ergibt sich, dass bis 10 cm unter Flur die Niederschläge ohne Verzug die Bodenfeuchtwerte bestimmen. Unterhalb 10 cm Tiefe kommen trotz einer feldgesättigten

Wasserleitfähigkeit von 36 cm/d an diesem Standort die Niederschläge erst mit 3-10 Tagen Verzögerung (02.07.1998 → 09.07.1998; 22.08.1998 → 03.09.1998) zur Geltung. Diesen Ablauf veranschaulicht Abbildung 38.

Abbildung 38: Niederschlag, potenzielle Verdunstung und Bodenfeuchtegang anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 3 im Sommer 1998 (BLANK 1999, ergänzt)



Es ist erkennbar, dass im Frühsommer 1998 auch geringfügige Niederschläge zur Erhöhung des Bodenwassergehaltes beitragen, dass aber im Hoch- und Spätsommer, nach Perioden mit einer hohen aktuellen Evapotranspiration im Juli, schwache Niederschlagsereignisse die Bodenfeuchtwerte kaum beeinflussen. Dann ist der aus dem Winter überkommene Feuchtevorrat endgültig aufgebraucht, und nur Starkniederschläge, wie zwischen 29.07.1998 und 03.08.1998 sowie am 22.08.1998, bewirken einen Bodenwassergehalt von 5 Vol% und

mehr. Auch in den Auswirkungen der Evapotranspiration zeichnet sich diese Entwicklung ab. Bis Ende Juli zeichnen sich Perioden mit hoher potenzieller Verdunstung nur im Oberboden (bis 10 cm unter Flur) ab. Im August sorgen jedoch solche Phasen auch im Unterboden (20-50 cm unter Flur) für Feuchtwerte unter 5 Vol%.

Die Auswirkungen des winterlichen Bodenfeuchtevorrates zeichnen sich auch an den anderen Messstationen des Untersuchungsraumes ab. Dennoch sind standortbedingte Unterschiede des Bodenfeuchteganges erkennbar. Dies verdeutlicht die Verteilung der Messdaten, obwohl zu deren Darstellung weit weniger Einzelmessungen herangezogen werden konnten als an der Station S 3. Auch hierbei handelt sich um Ergebnisse der Thetasondenmessungen, deren Messdichte höher war als die der Bodenfeuchtemessungen mittels Stechzylindern.

Der bewaldete Hang an der nordexponierten Station S 7, mit niedrigen Werten der potenziellen Verdunstung, weist eine geringe Variabilität der Bodenfeuchte aus (Tab. 45). Lediglich der Starkregen vom 22.08.1998 zeichnet sich mit Feuchtwerten um 20 Vol% deutlich ab. Dieses Niederschlagsereignis hat auch Nachwirkungen bis in den September hinein, wahrscheinlich durch den Hangwasserfluss. Ansonsten schwankt zwar der Wassergehalt des Oberboden (5-10 cm Tiefe) zwischen knapp 10 und weniger als 3 Vol%, im Unterboden (20 cm Tiefe) liegt er jedoch meist bei 6 Vol%. Die insgesamt geringen Bodenfeuchtwerte sind der hohen Interzeption im Lärchenwald geschuldet.

Tabelle 45: Bodenfeuchtwerte [Vol%] anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 7 im Sommer 1998

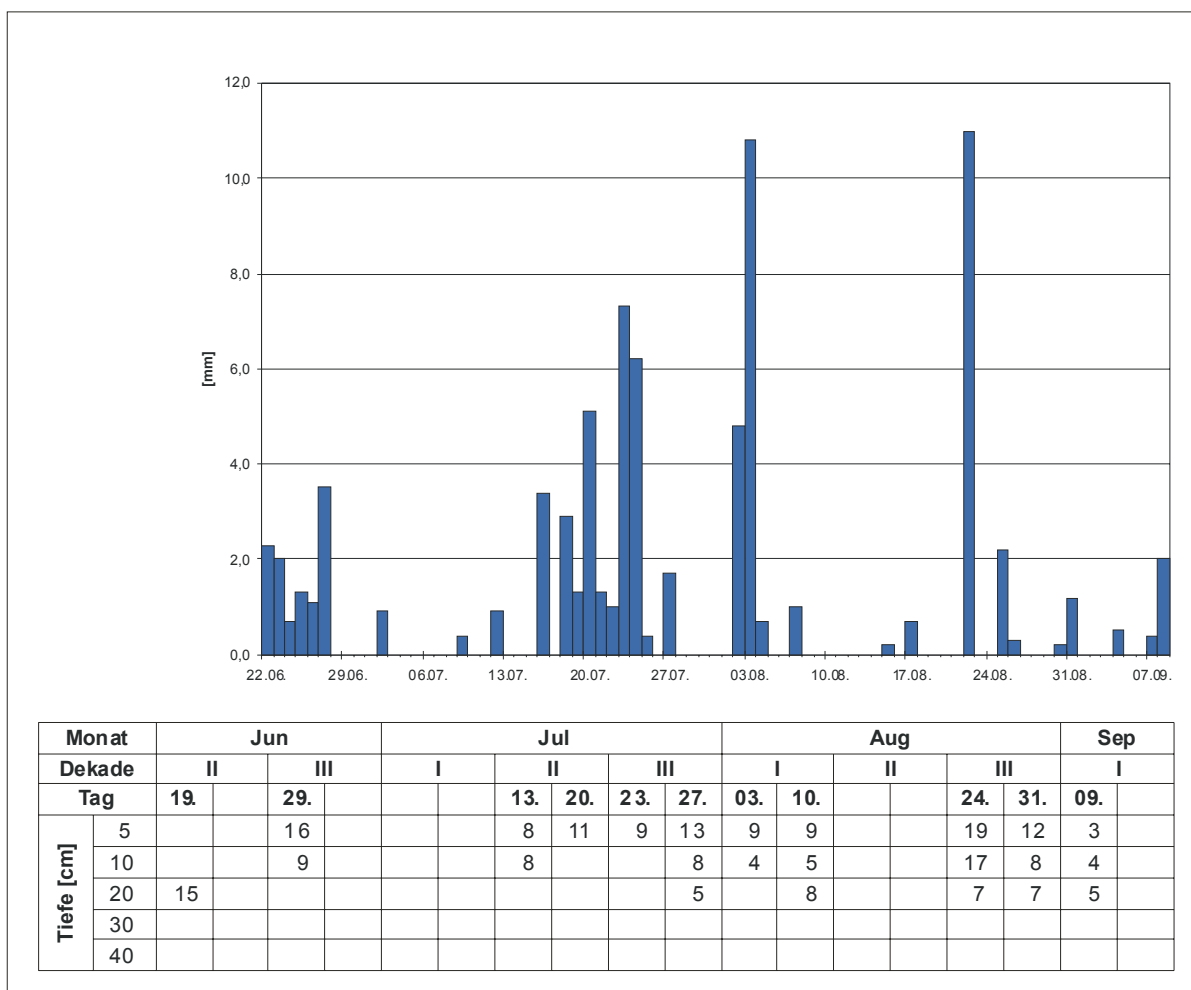
Monat	Jun			Jul				Aug			Sep		
Dekade	II	III	I	II	III	I	II	III	I				
Tag				13.	20.	23.	27.	03.	10.	17.	24.	31.	09.
Tiefe [cm]	5			9	3	6	3	3	1	3	5	2	4
	10			7	8	8	7	3	3	4	9	5	3
	20			8	5	5	6	2	5	7	19	8	9
	30			6				4	6	6	22	9	6
	40						6			3	22	9	4
	50												

Im Gegensatz dazu erreicht in der Gebirgssteppe an der südexponierten Station S 5 der größte Teil des Niederschlags die Bodenoberfläche (Abb. 39, Tab. 45). Dies führt zu wesentlich höheren Spitzenwerten des Bodenwassergehaltes. Sie erreichen fast 20 Vol% und sind eng an die Starkregen vom 26.-27.06.1998, 29.07.1998 und 22.08.1998 gebunden. Dem stehen relativ trockene Perioden in der ersten und dritten Julidekade sowie in der ersten Augsthälfte gegenüber, in denen die Bodenfeuchtwerte unter 10 Vol% liegen. Am stärksten ist der Oberboden (5-10 cm unter Flur) im September ausgetrocknet. Kurzzeitige Werte zwischen 2 und 5 Vol% weisen auf Lösungswasseraufstieg hin.

Unter der Flachdüne, auf der sich die Station S 2 befindet, trifft man in rund 2 m Tiefe auf Grundwasser. Dies hat auf den Wassergehalt des Bodens keinen Einfluss. In den Ganglinien der Bodenfeuchte spiegeln sich hier, ähnlich wie an den Hängen und auf den Schwemmfächern, die bedeutenden Regenfälle wieder (Abb. 40). Allerdings bedarf es an Station S 2 dazu Regenmengen um und über 10 mm, wie am 04.08.1998 und am 22.-23.08.1998. Nach dem 23.08.1998 erreicht der Wassergehalt im Unterboden (20-50 cm Tiefe) Werte von über 15 Vol%.

Demgegenüber liegt die Bodenfeuchte während der trockeneren Perioden im Juni, Juli und September durchweg unter 8 Vol%. Oberflächennahe Feuchtwerten von 3-5 Vol% spiegeln Trockenperioden mit Lösungswasseraufstieg wider. Außerdem fällt auf, dass hier ein vom Winter überkommener Feuchtevorrat des Bodens, wie er sich an den Stationen S 3, S 5 und S 7 während des Juni und des Juli abzeichnet, nicht erkennbar ist.

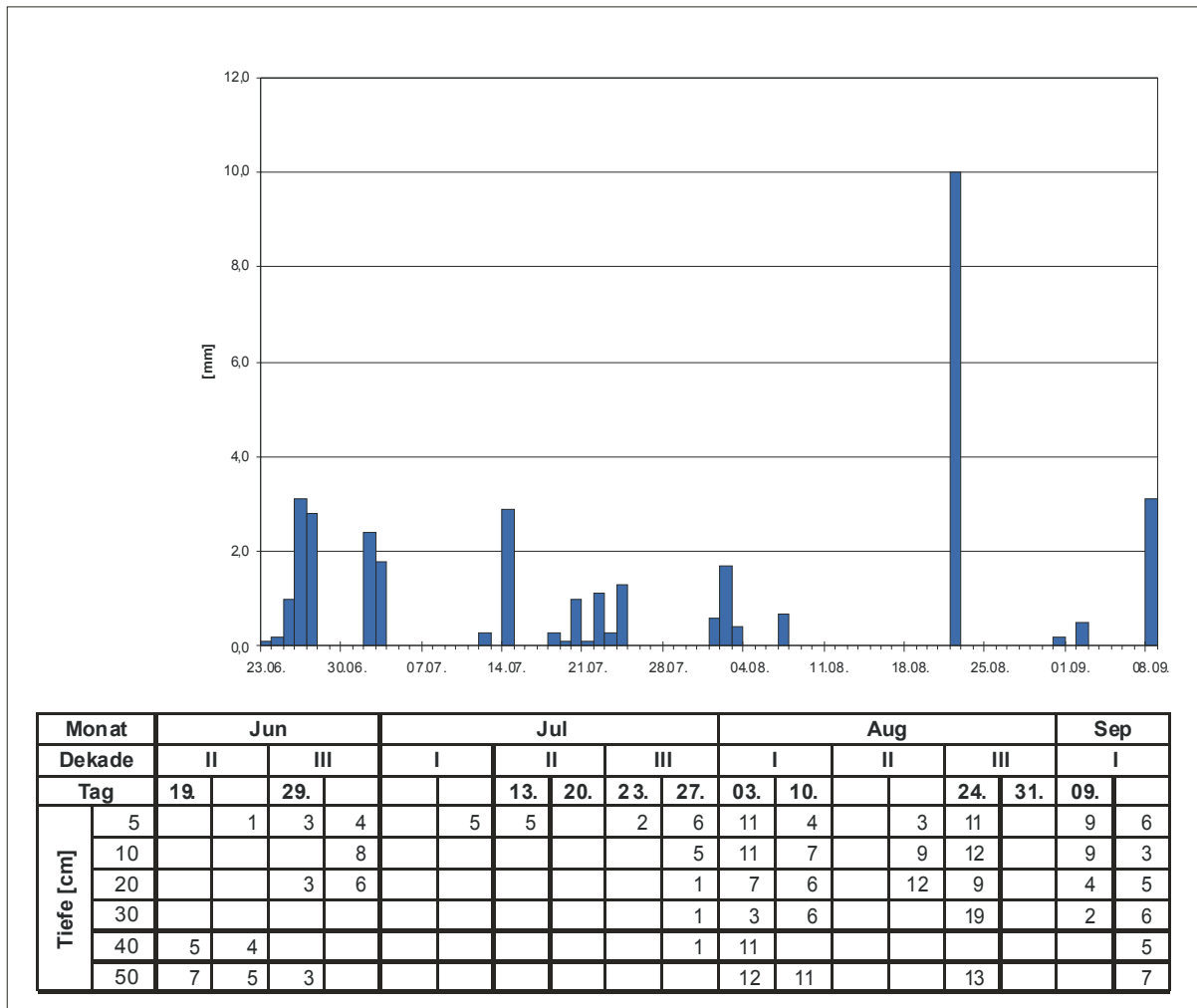
Abbildung 39: Niederschläge und Bodenfeuchtwerte [Vol%] anhand von Theta-sondenmessungen an der Station S 5 im Sommer 1998



Am Rand des Uvs Nuur prägen starke aktuelle Evapotranspiration und Grundwassernähe die Durchfeuchtung des Bodens. Bei Flurabständen des Grundwassers zwischen 0,4 und 0,7 m (Abb. 41) kann 1998 am Messpunkt S 1 während des ganzen Sommers Grundwasser kapillar aufsteigen. Die mittlere Aufstiegsrate beträgt im sehr schwach kiesigen Mittel- oder Feinsand (Tab. 42), der hier die seenahe Senke ausfüllt, 0,8-1,0 m (AG BODENKUNDE 1994). Demzufolge liegt der Bodenwassergehalt im Oberboden (5-10 cm unter Flur) meist über 30 Vol%. Im Unterboden (20-50 cm unter Flur) zeichnen sich die Seespiegelschwankungen des Uvs Nuur im Grundwasserniveau und in der Bodendurchfeuchtung ab. In der zweiten Hälfte des Sommers ist die Variabilität des Bodenwassergehaltes höher als in der ersten Hälfte. Die mittleren Werte gehen von rund 35 Vol% auf etwa 30 Vol% zurück.

Vergleicht man den Gang der Bodenfeuchte im Sommer 1998 an allen Messpunkten, so lassen sich die engsten Beziehungen zur klimatischen Wasserbilanz an den sickerwasserbestimmten Standorten ohne dichte Vegetationsdecke erkennen, also an den Stationen S 2 (Halbwüste), S 3 (Trockensteppe) und S 5 (Gebirgssteppe). Niederschläge in der zweiten Junihälfte bewirken bei allen drei Stationen wachsende Bodenfeuchtwerte. Diese sinken an S 3 und S 5 im Verlauf des Juli bei steigender Verdunstung wieder ab, unterbrochen durch die Versickerung kleinerer Niederschläge in der Mitte des Monats. Ende Juli und Anfang August geht mit größeren Regenfällen eine Erhöhung der Bodenfeuchte einher, die jedoch in der folgenden Trockenperiode unter hohen Verdunstungsraten rasch abklingt. Erst nach den ergiebigen Niederschlägen am 22.-23.08.1998 kommt es bis Anfang September zu einer relativ starken Durchfeuchtung, der sich erneut eine Trockenphase anschließt.

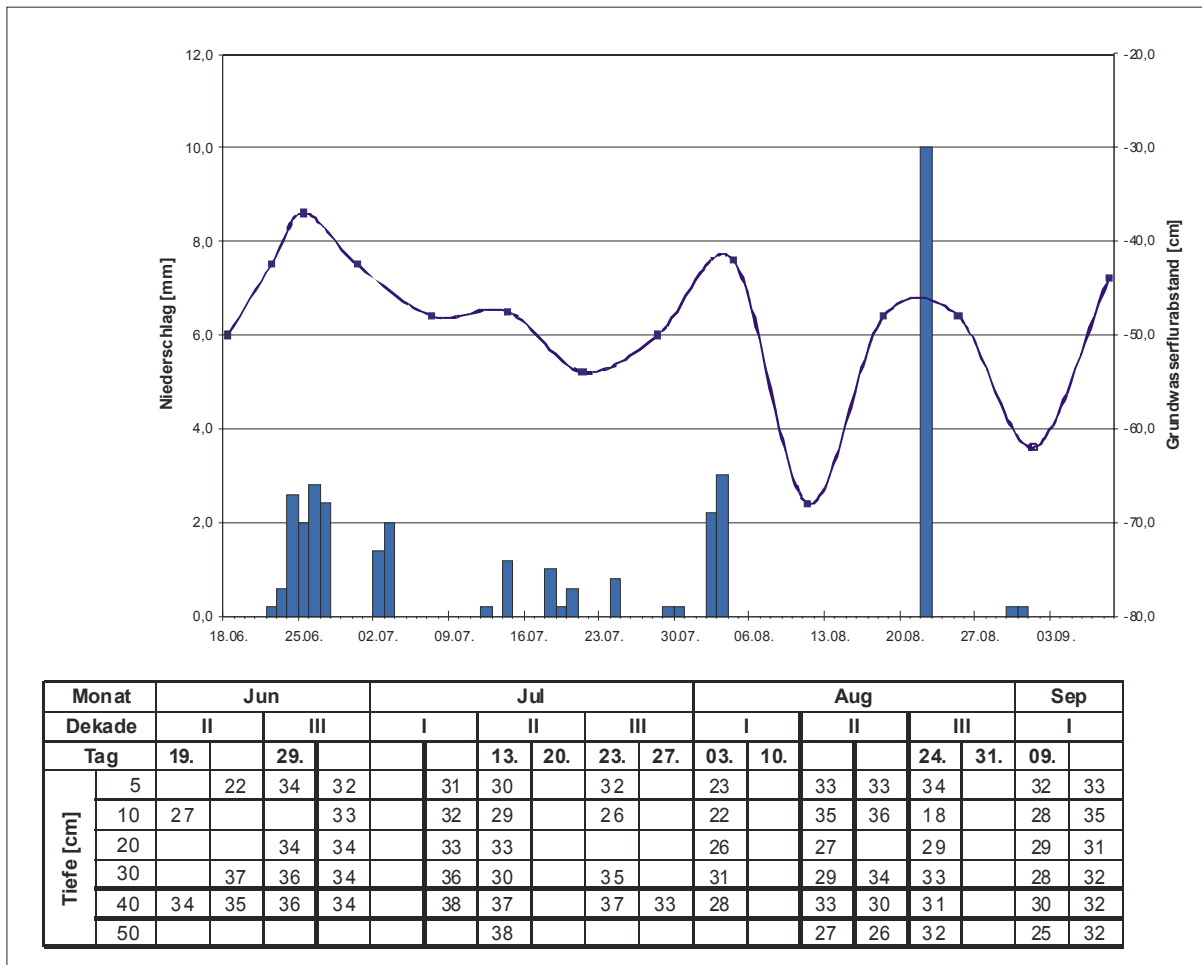
Abbildung 40: Niederschläge und Bodenfeuchtwerte [Vol%] anhand von Theta-sondenmessungen an der Station S 2 im Sommer 1998



An der bewaldeten Station S 7 lässt sich die Interzeptionswirkung der im Vergleich zur Steppe dichteren Vegetationsdecke deutlich erkennen. Von den Regenfällen Ende Juni ist unter Bergwald nichts zu spüren. Auch die Niederschläge Ende Juni und Mitte August zeichnen sich weitaus weniger prägnant im Oberboden ab. Im Gegensatz dazu treten im Gefolge der Regenfälle vom 22. und 23.08. im Unterboden besonders hohe Feuchtwerte auf. Dies weist auf Versickerungspräferenzen an Makroporen hin, kann aber zumindest zum Teil auch dem Hangwasserfluss geschuldet sein, zumal an diesem Hangstandort Neigungen über 25° auftreten (Abb. 47).

Vom Sickerwasser weitgehend unabhängig verläuft der Gang der Bodenfeuchte an der seennahen Station S 1. Hohe Feuchtwerte dominieren. Sie werden nur am Oberboden nach der Trockenperiode Mitte Juli kurzzeitig unterbrochen und steigen anschließend wieder an. Allerdings ist nun die Variabilität der Grundwasserstände und der Bodenfeuchtwerte höher als in der ersten Hälfte des Sommers. Mit durchweg hohen Grundwasserständen machen sich hier die Feuchtereserven des Winters bemerkbar. Diese zeichnen sich auch bis Mitte bzw. Ende Juli im Unterboden der Messpunkte S 3 und S 5 ab.

Abbildung 41: Niederschläge, Grundwasserflurabstände und Bodenfeuchtwerte [Vol%] anhand von Thetasondenmessungen an der Station S 1 im Sommer 1998

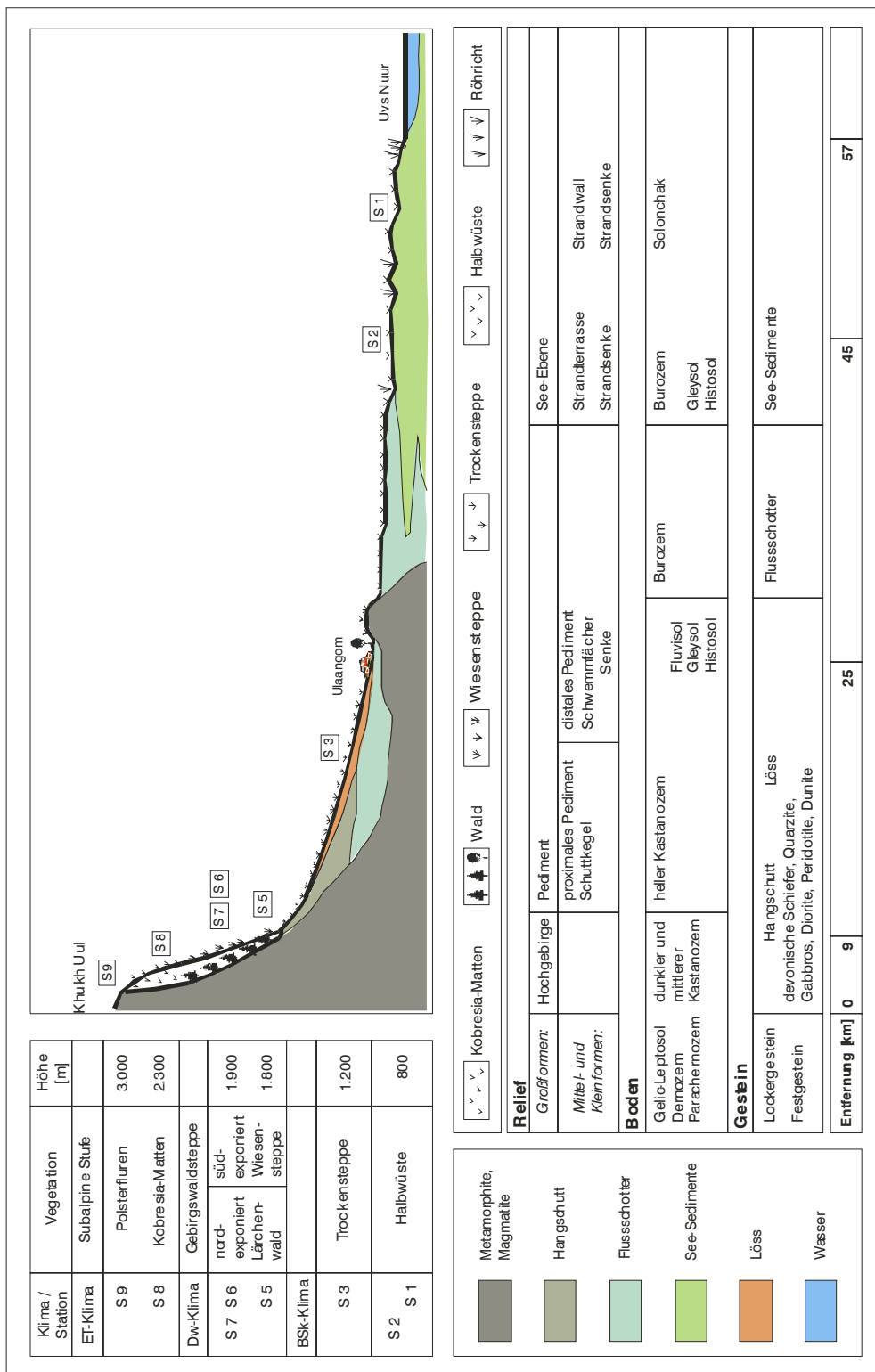


3.2.6. Die Landschaftsökologische Catena

Die räumliche Differenzierung der Landschaftsmerkmale im Untersuchungsraum lässt sich zusammenfassend anhand einer ökologische Catena beschreiben, die sich von der Randkette des Kharkhiraa über dessen Pediment bis ins Uvs-Nuur-Becken erstreckt.

Diese Catena beginnt in der alpinen Stufe und erstreckt sich über die Gebirgswaldsteppe zur Trockensteppe und zur Halbwüste. Sie lässt sich durch Merkmalskombinationen des Reliefs, des Klimas, der Vegetation und des Bodens charakterisieren. Eine (nicht maßstabsgetreue) Übersicht vermittelt Abbildung 42.

Abbildung 42: Landschaftsökologische Catena vom Gipfel des Khukh Uul bis zum Uvs Nuur



Ein erster Überblick zeigt, dass sich der Höhenunterschied von mehr als 2.000 m in den mittleren Luft- und Bodentemperaturen des Sommers 1998 deutlich bemerkbar macht (Abb. 43). Die Unterschiede zwischen den Mittelwerten der Lufttemperaturen betragen rund 15 K, die der Bodentemperaturen über 20 K. Die höchsten Werte werden allerdings nicht am unteren Endpunkt des Transsekts erreicht, sondern im grundwasserfreien Bereich der Halbwüste an Station S 2.

Abbildung 43: Mittlere Luft- und Bodentemperaturen an den Messpunkten im Sommer 1998

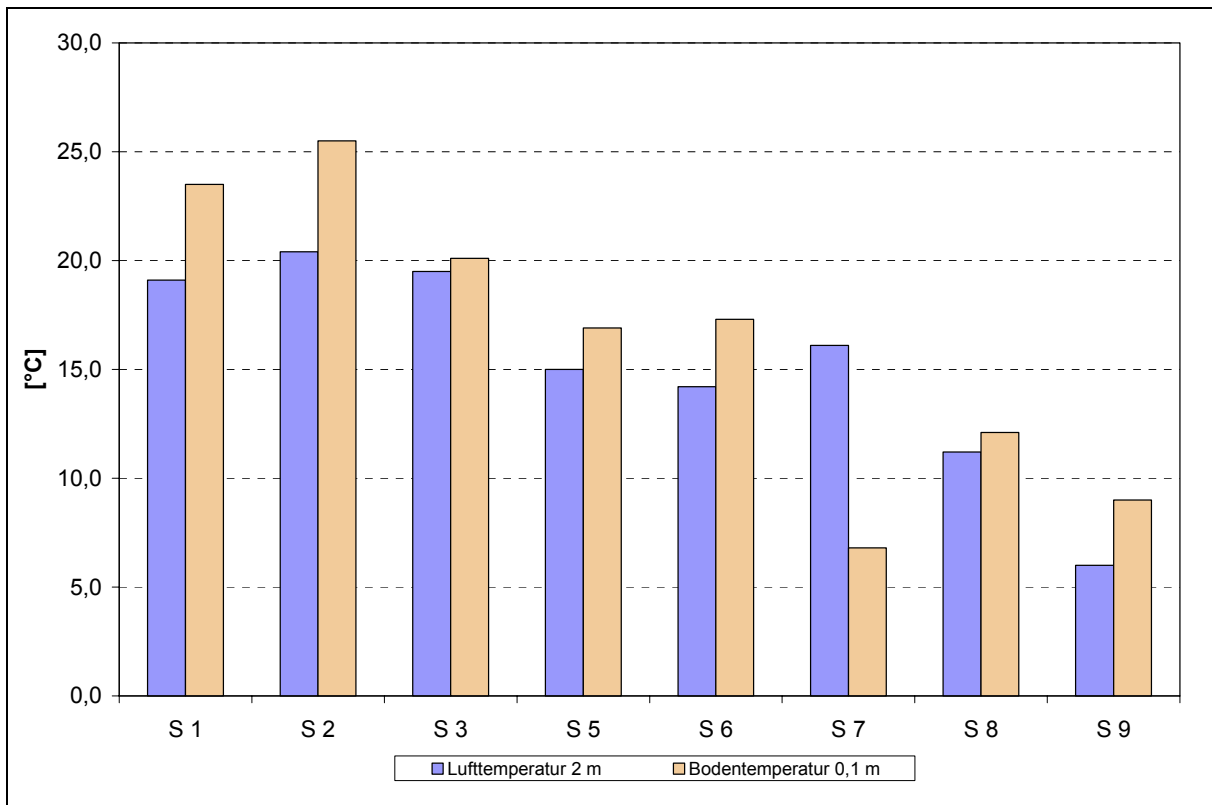
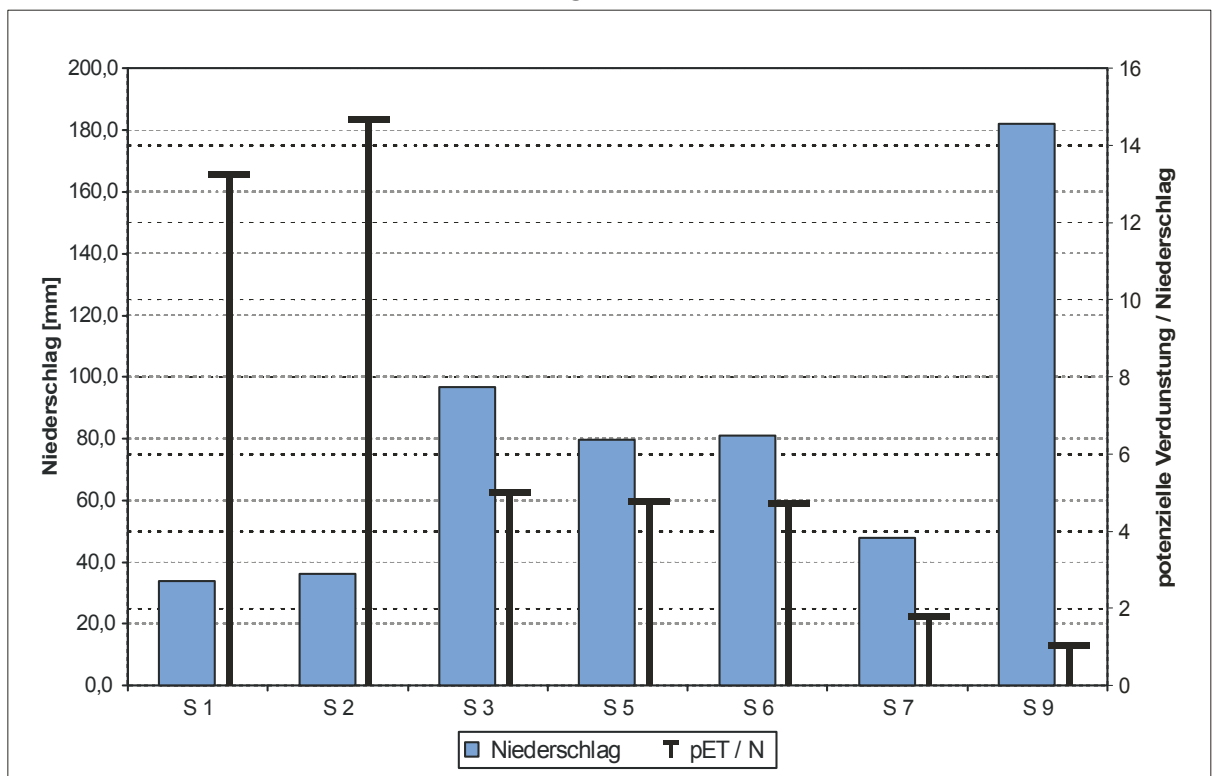


Abbildung 44: Niederschlagssummen und Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung an den Messpunkten im Sommer 1998



In 10 cm Tiefe liegen die mittleren Bodentemperaturen durchweg über den in 2 m Höhe gemessenen Lufttemperaturen. Eine Ausnahme bildet lediglich Station S 7 im nordexponierten Lärchenwald der Gebirgswaldsteppe.

Die Niederschlagssummen des Sommers 1998 (Abb. 44) betragen in der Halbwüste, an den Station S 1 und S 2, nur ein Fünftel dessen, was an der Station S 9 auf dem Gipfel des Khukh Uul gemessen wurde. Das Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung steigt dort auf 1:11 bis 1:13 an. Eine Sonderstellung nimmt die Station S 7 ein. Dort wird der Regen durch den Lärchenwald abgefangen.

Versucht man nun, die Auswirkungen des heißen und trockenen Sommers 1998 auf Landschaftszustand und Landschaftsentwicklung im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen genauer zu erfassen, dann ist es erforderlich, die landschaftlichen Merkmalskombinationen und das zugehörige Prozessgefüge an den einzelnen Messpunkten zu betrachten.

3.2.6.1. Die alpine Stufe

Am Gipfel des Khukh Uul in fast 3.000 m und an dessen Hängen stößt das Pflanzenwachstum an seine thermischen, hygri-schen und edaphischen Grenzen, bedingt durch eine kurze Vegetationsperiode, eine starke Windexposition und eine lückige sowie flachgründige Verwitterungsdecke. Alpine Polsterfluren sowie alpine Matten und Grasfluren (Kobresia-Matten und nordexponierte Dryas-Fluren) haben sich diesen Standortbedingungen angepasst.

Bei relativ niedrigen Sommertemperaturen trifft man hier auf Tundrenklima (ET nach KÖPPEN) mit periglazialen Verhältnissen. An der Station S 9 sind die Niederschlagssummen und die Werte der Luftfeuchte während des Sommers 1998 die höchsten im Transsekt, die Temperaturen die niedrigsten. Der Wind erreicht maximal die Stärke 6 nach BEAUFORT und kommt vorwiegend aus West (Abb. 45).

Das Anstehende wird bei Frostwechsel und im Wechsel von Feucht- und Trockenphasen durch physikalische Verwitterung zerkleinert. Ergebnisse der Frostspaltungen spiegeln sich an Felsklippen und im Grobskelett der Schuttdecken wider, Produkte der Hydratation in Feinerdanreicherungen innerhalb der Steinringe der Frostmusterböden.

Auf Feinerde haben sich Kobresia-Matten über Gelic Leptosols ausgebreitet. Die Gelic Leptosols sind als Leitbodenform anzusehen. Die Feinerde ist kryoturbat durchmisch-t. Im Untergrund herrscht Dauerfrost. Gelic Leptosols besitzen stellenweise ein beachtliche Auflage an organischer Substanz. Diese ist aber schlecht zersetzbar und mineralarm. Humus wird hier nur langsam auf- und abgebaut. H-Ionen dominieren in der Bodenlösung. Bodenchemische Reaktionen verlaufen sehr langsam. Das Edaphon ist nur schwach entwickelt. Mikrobieller Abbau der Huminstoffe findet kaum statt (SCHULTZ 1994).

Das Bodenfeuchtere-gime wird durch den Wechsel zwischen winterlicher Gefornis und der sommerlichen Abfolge von längeren Nassphasen und kürzeren Trockenphasen gekennzeichnet. Steinstreifen im Solifluktionsschutt dienen als sommerliche Hangwasserabzugsbahnen.

Rund 2.400 m ü.d.M. haben sich im Windschatten des Gipfels Kobresia-Matten entwickelt. Dies ist vor allem auf flacheren Hangabschnitten der Fall. Dabei handelt es sich in vielen Fällen um Golez-Terrassen. Trotz Dauerfrost im Untergrund weisen diese Standorte bei starker Einstrahlung hohe Temperaturen des Oberbodens auf, wie die Messwerte an Station S 8 zeigen (Abb. 46). Die Luft erwärmt sich im Vergleich dazu weniger, jedoch weit mehr als am Gipfel. Die höchste gemessene Windgeschwindigkeit ist lediglich der Stärke 3 nach BEAUFORT zuzuordnen.

Die Böden, meist Derno-zems, besitzen in Senken ein beachtliche Auflage an organischer Substanz, da bodenchemische Reaktionen, wie der Humusabbau, in den kalten Böden sehr langsam verlaufen. Hier staut sich das Hangwasser. Ansonsten zieht es im Solifluktionsschutt rasch ab. Mit den Niederschlägen wird die Bodendecke im Sommer kurz, aber nachhaltig durchfeuchtet. Carbonat wird ausgewaschen. Die Bodenreaktion liegt deutlich im sauren Bereich.

Abbildung 45: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 9 (Sommer 1998)

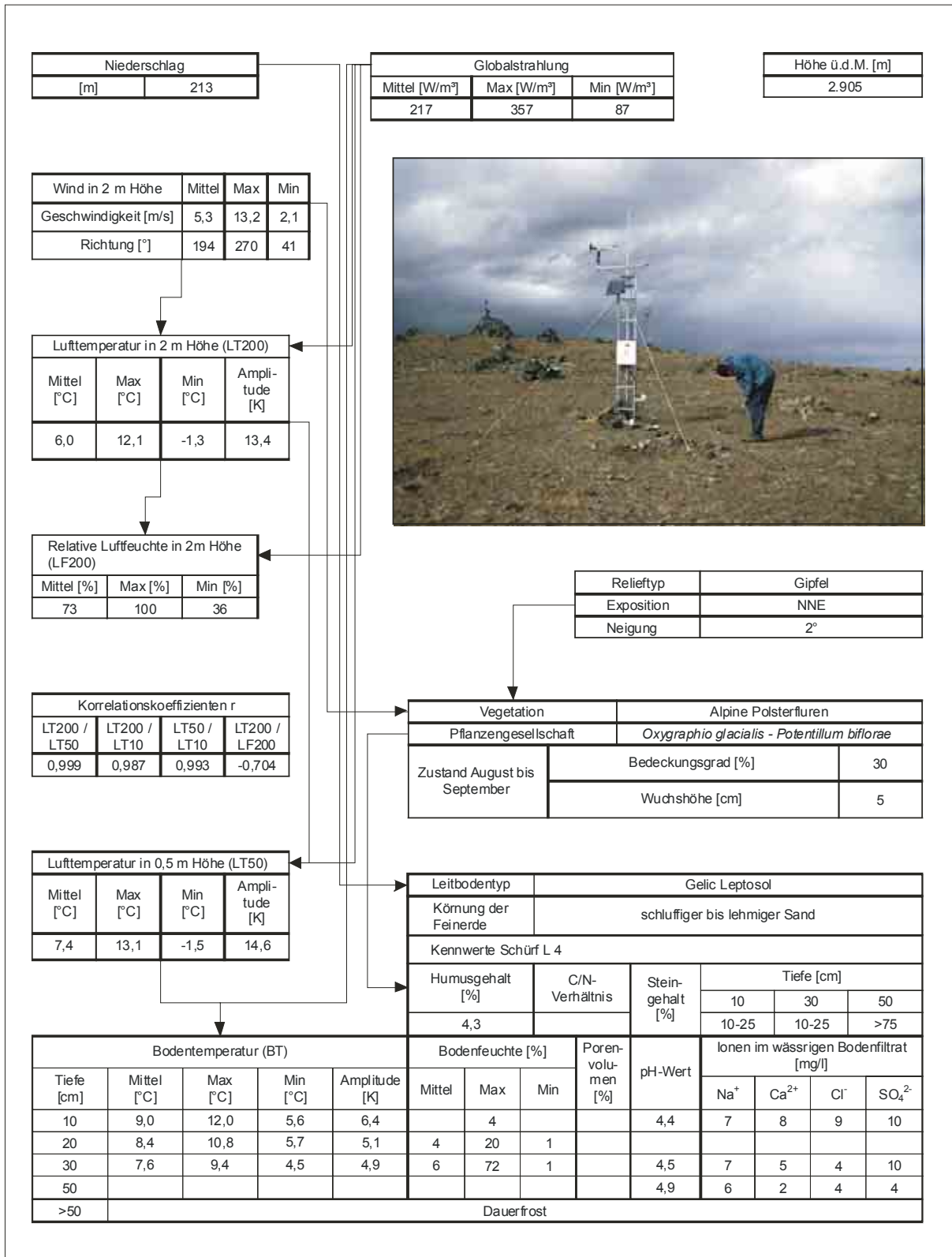
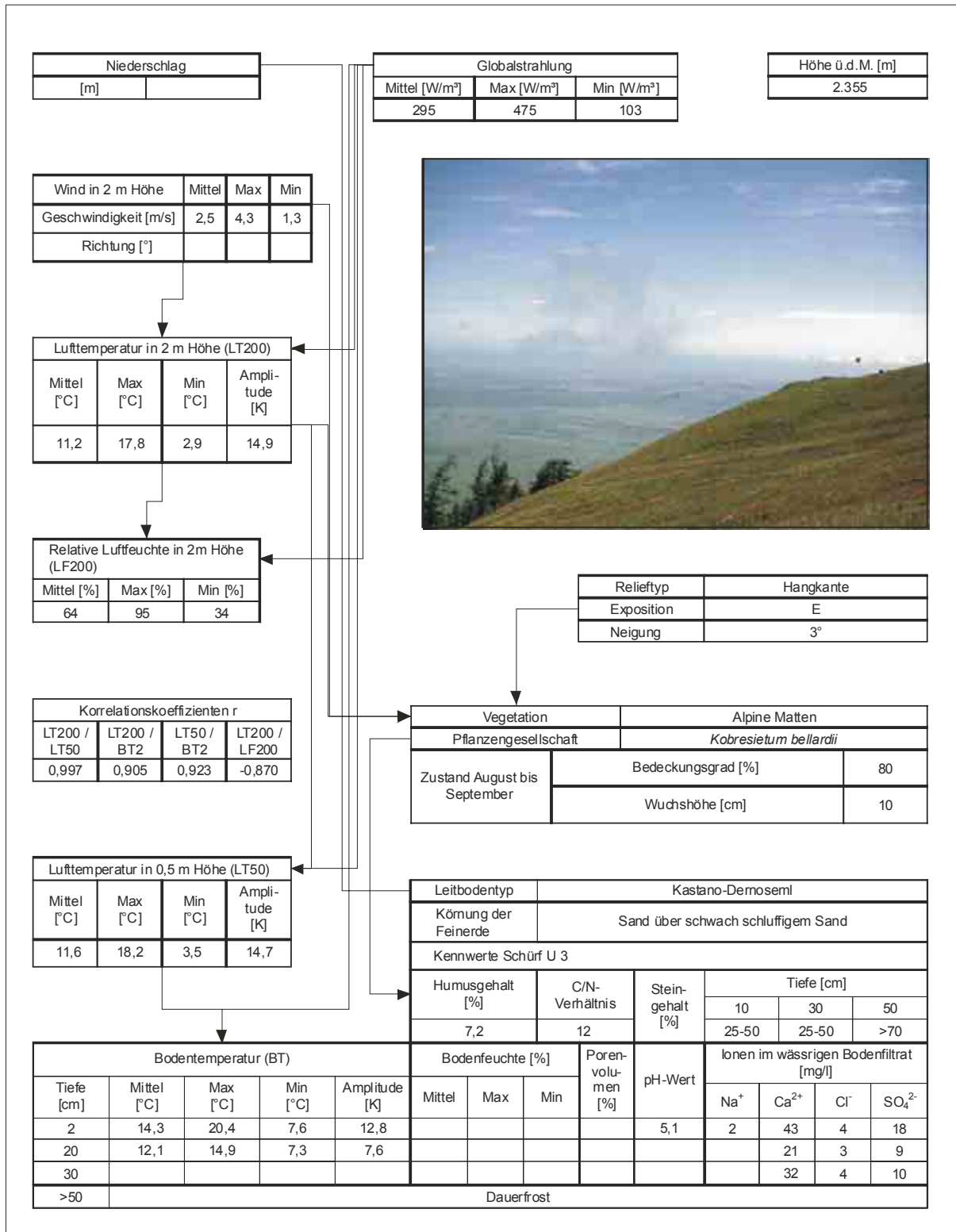


Abbildung 46: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 8 (Sommer 1998)

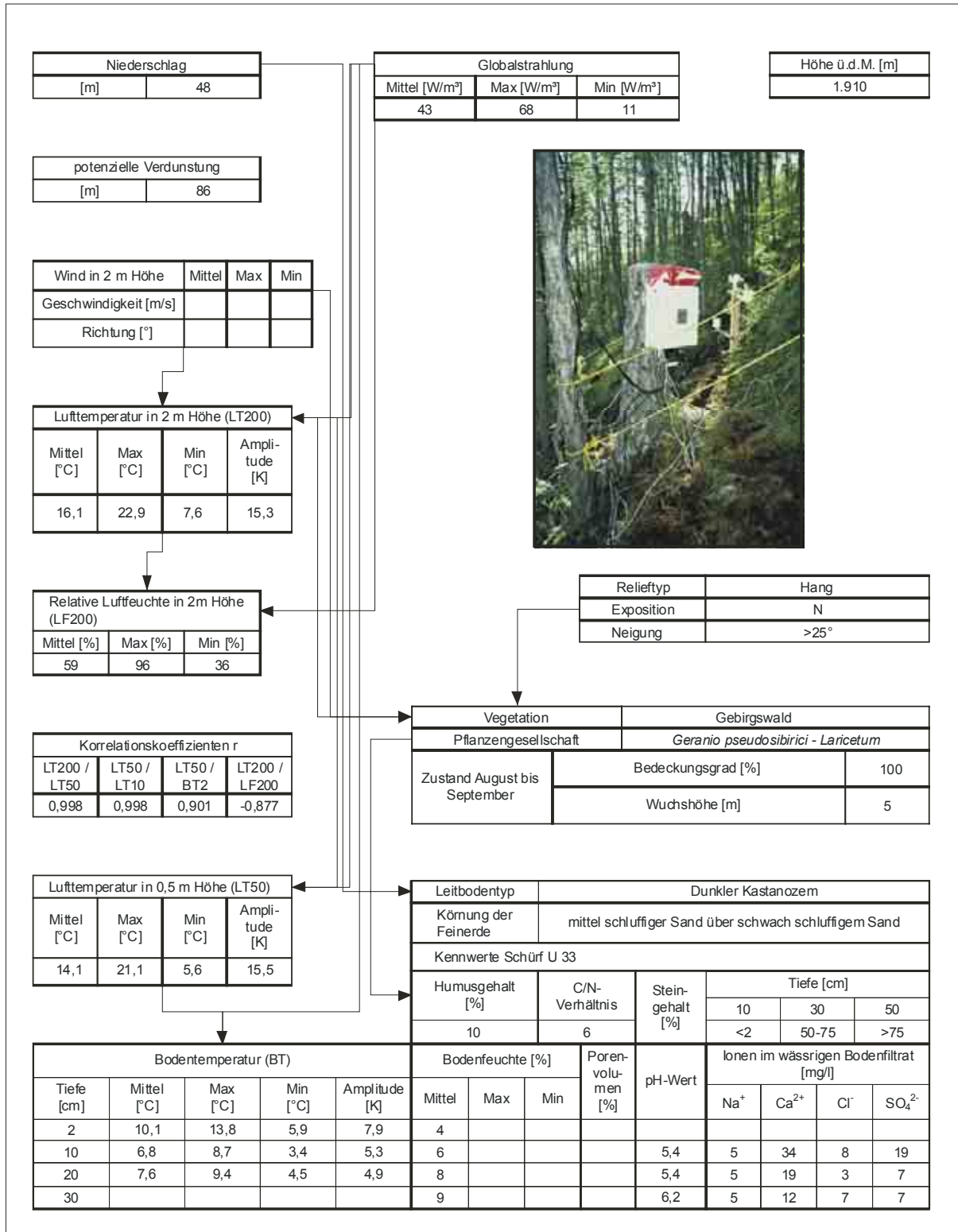


3.2.6.2. Die Gebirgswaldsteppe

Im Hangbereich des Kharkhiraa beginnt bei 2.300 m ü.d.M. die Stufe der Gebirgswaldsteppe. Hier herrscht wintertrockenes Schneewaldklima (Dw nach KÖPPEN). Bei deutlichen expositionsbedingten Unterschieden zwischen Einstrahlung, sommerlicher Erwärmung und Verdunstung an den Hängen kommt es zu einer Zweiteilung der landschaftstypischen Merkmalskombinationen. Die Nordhänge tragen Lärchenwald, die Südhänge (Gebirgs-) Wiesensteppe.

An den Nordhängen schirmt der Wald den Boden ab. Er hat sein eigenes Bestandsklima. Der Strahlungsumsatz erfolgt hauptsächlich im Kronenraum (TRETER 1996). Infolge Interzeption benetzt nur etwa die Hälfte des Regens den Waldboden. Dies belegt ein Vergleich der Tagesniederschläge des Waldstandortes S 7 mit denen des waldfreien Standortes S 6 (Tab. 20).

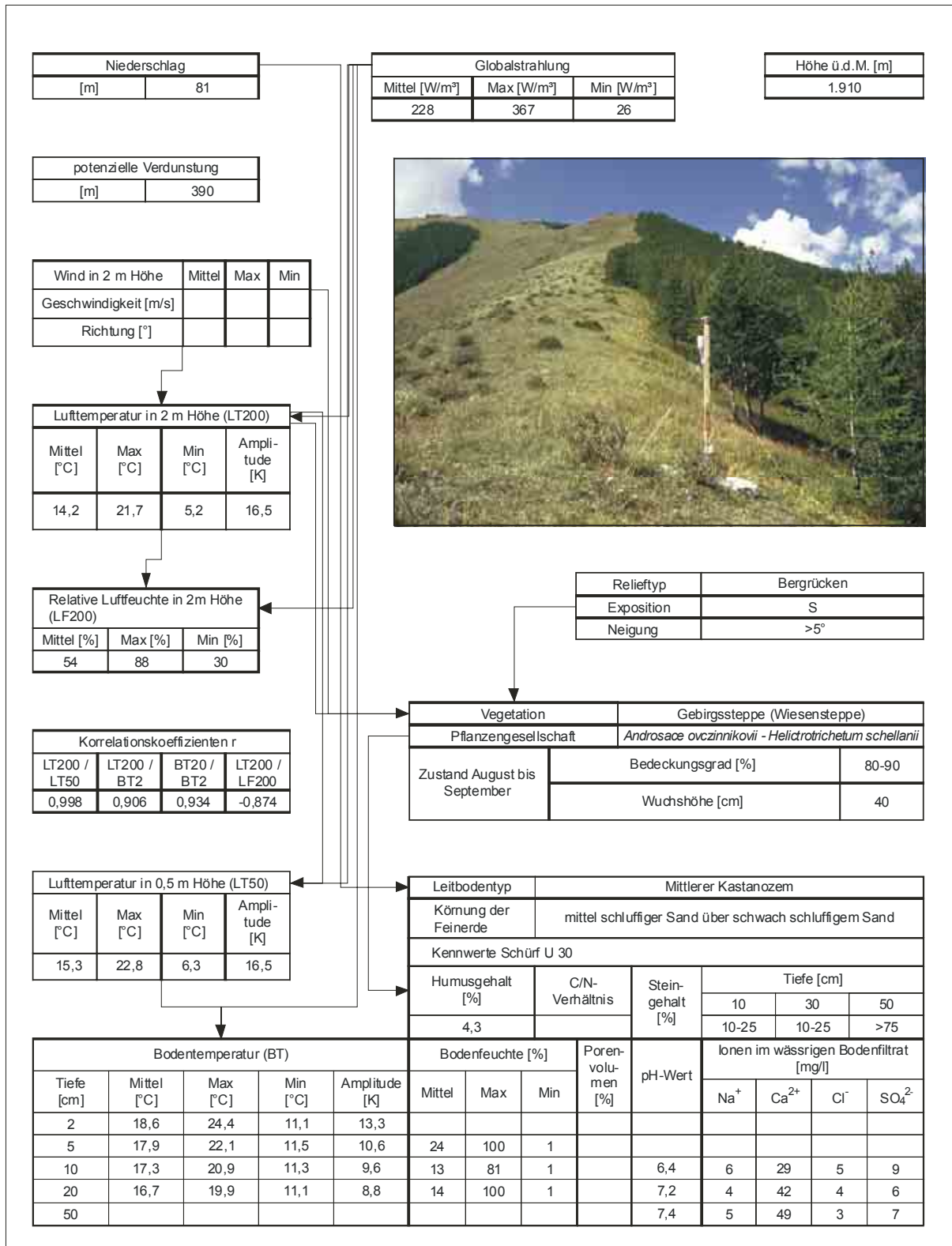
Abbildung 47: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 7 (Sommer 1998)



Der Niederschlag ist gering, die Bodenfeuchtwerte sind relativ ausgeglichen. Die Amplitude der Luft- und Bodentemperaturen ist kleiner als in der benachbarten Steppe. Die nach

WENDLING berechnete potenzielle Verdunstung ist gering. Ihr Wert ist allerdings nur bedingt mit denen der Steppe und Halbwüste vergleichbar, da nach WENDLING Unterschiede in der Beschaffenheit der Vegetationsdecke unberücksichtigt bleiben.

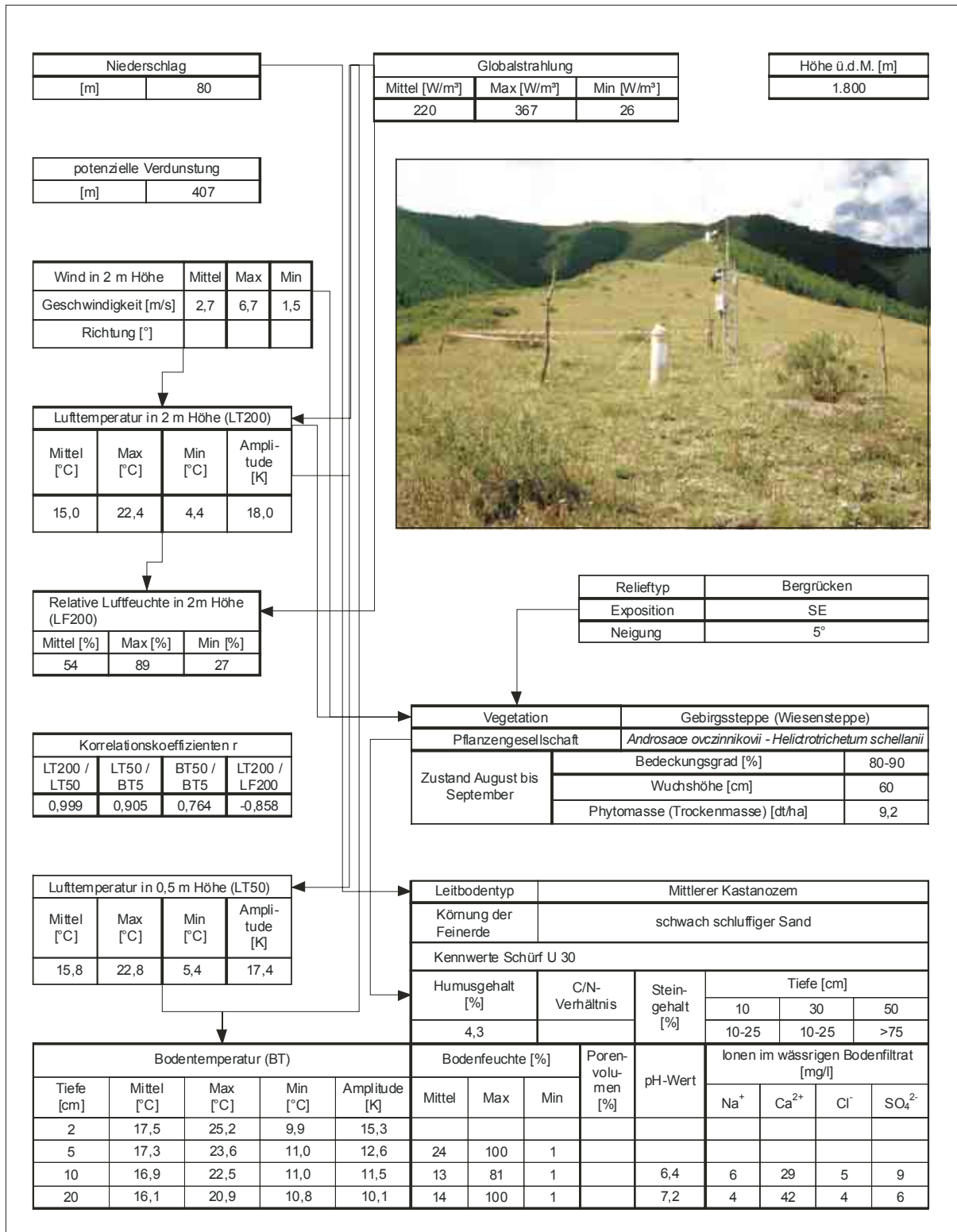
Abbildung 48: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 6 (Sommer 1998)



Unter Wald sind die die Bodenfeuchtwerte höher als in der Steppe (vgl. Kap 3.2.2 und 3.2.5). Die Pflanzen werden bis zum Ende des Sommers mit Bodenwasser versorgt, weil der Auftauprozess nur langsam in die Tiefe fortschreitet. Demzufolge wird an den Nordhängen

mehr Humus produziert als an den Südhängen. Er entstammt vor allem der Krautschicht, die an den Waldrändern und den Lichtungen besonders dicht ist. Die Nadelstreu der Lärchen spielt nur eine untergeordnete Rolle. Demzufolge ist das C/N-Verhältnis relativ eng.

Abbildung 49: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 5 (Sommer 1998)



Leitböden der Nordhänge in der Gebirgssteppe stellen in den oberen Lagen Parachernozeme und in den unteren Lagen dunkle Kastanozeme dar. Beide Bodentypen sind oftmals gekappt oder kolluvial überdeckt. Lösungsaufstieg während der Trockenphasen ist im dunklen Kastanozem stellenweise möglich. Er wird durch die Zunahme des Ca-Gehalts im Ober-

boden angezeigt. Ansonsten liegt der Carbonatanreicherungshorizont im Unterboden, es sei denn, durch Rodungen wird das landschaftliche Prozessgefüge völlig verändert.

An den südexponierten Hängen beträgt die potenzielle Verdunstung nach WENDLING mehr als das Vierfache des nordexponierten Lärchenbestandes auf gleicher Meereshöhe (1.800-2.300 m). Bei einer derartig hohen Einstrahlung kann der Wasserbedarf des Waldes nicht mehr gedeckt werden (Abb. 49). Es entwickelt sich nur die Krautschicht, u.a. mit Straußgras, Trespen und Schillergras.

Die Lufttemperaturen liegen in Bodennähe (0,5 m Höhe) über denen in Nordexposition. Noch mehr gilt dies für die Bodentemperaturen, was ist in erster Linie den höheren Tagesmaxima geschuldet ist. In 2 m Höhe machen sich allerdings die stärkeren Luftbewegungen im Offenland durch niedrigere Temperaturwerte im Vergleich zum Wald und zu der bodennahen Luftschicht bemerkbar.

Der Strahlungsumsatz erfolgt in der Gebirgssteppe an der Krautschicht und an der Bodenoberfläche. Dies ist in 1.800 m ü.d.M. an der Station S 5 wie an der 100 m höher gelegenen Station S 6 tagsüber mit einer starken Erwärmung des Oberbodens und der bodennahen Luftschicht verbunden. Die Werte der potenziellen Verdunstung nach WENDLING übersteigen an S 5 die von S 6. Nachts erfolgt eine deutlichen Abkühlung (Abb. 49). Dies führt in der Luft und im Oberboden zu großen Temperaturamplituden. Im Unterboden ist das jedoch nicht der Fall.

Der mittlere Kastanozem ist der Leitboden der Südhänge in der Gebirgswaldsteppe. Für den Bereich der Station S 6 wie an der Station S 7 ist er standorttypisch. Seine rötlich-braune Farbe ist auf ausgeflocktes freies Eisen zurückzuführen. Sie bestimmt unter den Bergwiesen, die weniger Humus als die Wälder liefern, die Bodenfarbe. Die Speicherkapazität der Lössdecke sichert in Feuchtphasen sowie einige Zeit danach eine für das Pflanzenwachstum ausreichende Bodendurchfeuchtung. Dies ermöglicht nach Regenfällen ein kräftiges Pflanzenwachstum mit einer beachtlichen oberirdischen Phytomasse.

In Trockenphasen kommt es zeitweise zu einer aufwärtsgerichteten Perkolations des Bodenwassers. Davon zeugt der Carbonatanreicherungshorizont im Unterboden, der für den mittleren Kastanozem charakteristisch ist. Er bildet sich im kalkhaltigem Substrat, in der Regel, wenn Löss eingeweht wurde oder das Hangwasser kalkhaltig ist.

Bei Starkregen konzentriert sich der Abfluss in Hangdellen und Senken. Dort wird der Boden kräftig erodiert. Dies wird durch die Länge vieler Hänge begünstigt, aber auch durch Überweidung (BORK u. SCHRÖDER 1996, BORK et al. 1998). Die Pflanzendecke dünnt aus und wird an zahlreichen Stellen aufgerissen (Abb. 6). In Verbindung damit reduziert sich die Artenvielfalt der Gebirgssteppe. Hangfuß-Kolluvien gehen in die Trockensteppe über.

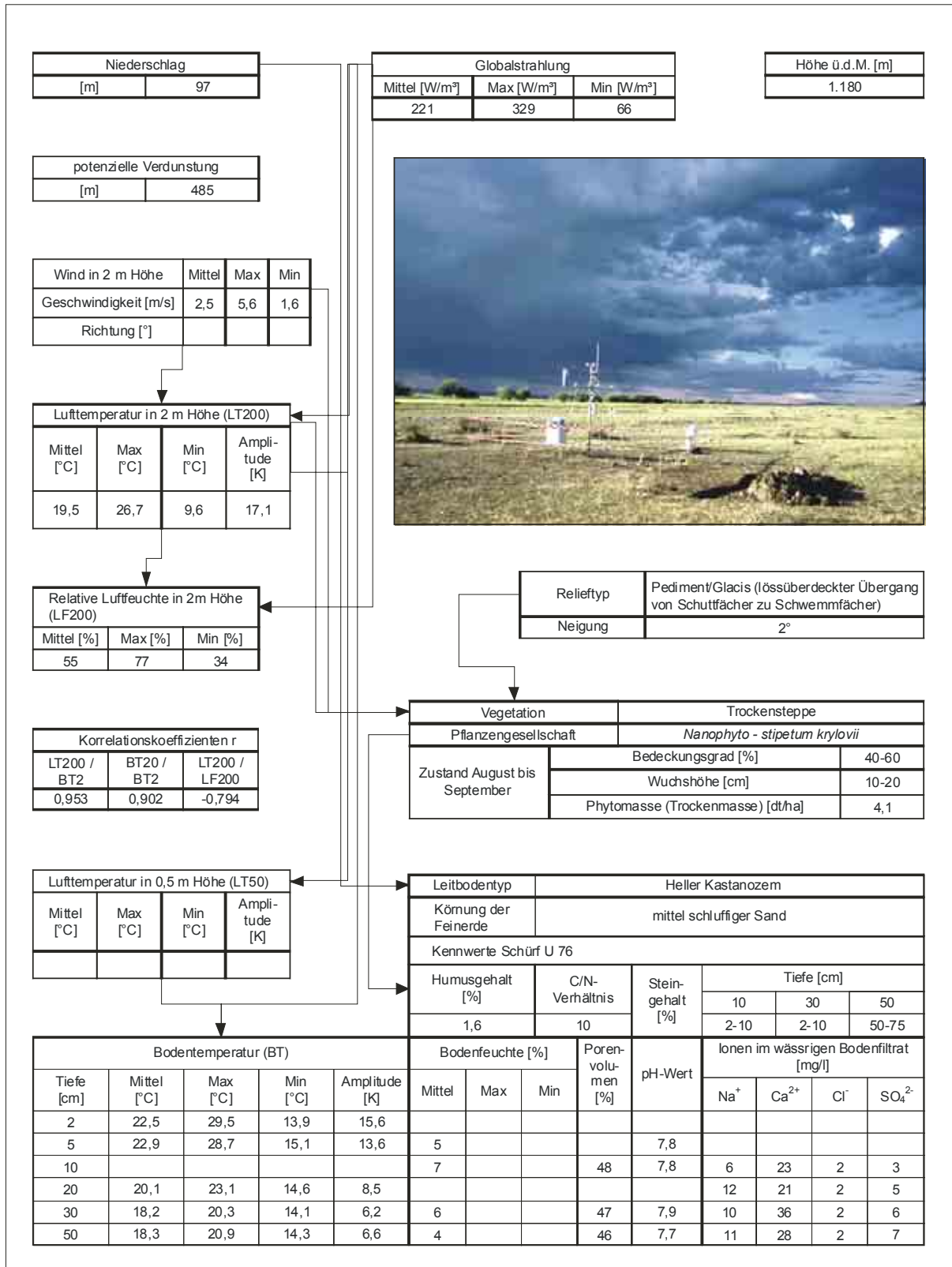
3.2.6.3. Die Trockensteppe

Bei 1.800 m ü.d.M. setzt auf dem Pediment des Kharkhiraa Trockensteppe ein. Hier ist die Neigung des Geländes erheblich geringer als an den Gebirgshängen. Die Reliefeigenschaften gehören nun nicht mehr zu den maßgeblichen Regelgrößen des Landschaftshaushaltes. Globalstrahlung, Niederschlag und Verdunstung, Grundwasserfluss und Deflation gewinnen dagegen an Bedeutung.

Hier sowie in der See-Ebene herrscht winterkaltes Steppenklima (BSk nach KÖPPEN). Im Sommer ist das Energieangebot der Globalstrahlung hoch. Die potenzielle Verdunstung erreicht fast das Fünffache des Niederschlags in der Beobachtungsperiode. Der Strahlungsumsatz ist noch mehr als in der Wiesensteppe an die Bodenoberfläche gebunden. Hohe Temperaturamplituden, in erster Linie bedingt durch hohe Maxima der Temperatur von Luft und Oberboden, zeigen dies an (Abb. 52).

Der photosynthetisch relevante Bereich (PHAR) der Globalstrahlung kann infolge Wassermangels nur im begrenzten Maße für die Produktion von Phytomasse genutzt werden. Die Pflanzendecke weist mehr Lücken auf als in den Wiesen der Berg- und Bergwaldsteppe. Ihre Wuchshöhe ist geringer. Es haben sich Kurzgrasbestände entwickelt, in denen Horstgräser, wie Federgras, Rispengras, Schillergras und Sandroggen dominieren (Abb. 50). Diese dünnen bei Überweidung stark aus.

Abbildung 50: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 3 (Sommer 1998)



Das Pediment ist lössbedeckt. Am Fuß der Gebirgshänge wird der Löss stellenweise von Kolluvien überlagert. Unter Kolluvien und Löss liegen die Schotter der Schuttkegel und Schwemmfächer, in denen weithin Staukörper fehlen. Deshalb kann der Boden tiefgründig austrocknen. So finden sich Calciumcarbonat-Abscheidungen im gesamten Bodenprofil. Dies ist ein typisches Merkmal des Leitbodens der Trockensteppe, des hellen Kastanozems. Hinzu kommt sein geringer Humusgehalt. Pedochemische Prozesse laufen nur während der Feuchtphasen ab.

Das vom Kharkhira kommende Wasser fließt in den Schotterkörpern der Schwemmfächer unterirdisch dem Uvs Nuur zu. Wenn es sich, wie bei Ulaangom, vor einer Grundgebirgsschwelle staut, tritt es zutage. Hier existieren lichte Niederungswälder, Wiesen und Weiden. Auch dort kommt das an den Gebirgshängen abgetragene Feinmaterial zur Ablagerung. Auf Auensedimenten am Rande der Senken haben sich Fluvisols entwickelt. Im Zentrum der Senken findet man Gelic Gleysols sowie Gelic Histosols über Dauerfrostlinsen, die während der kalten Jahreszeit von gefrierendem Grundwasser immer wieder neu ernährt werden.

3.2.6.4. Die Halbwüste

Die sommerlichen Hauptmerkmale des Steppenklimas, starker Strahlungsgenuss, große tägliche Amplituden der Temperatur, Trockenheit, sind in der Nachbarschaft des Uvs Nuur am stärksten ausgebildet. Die Einstrahlungswerte gehören zu den höchsten im ganzen Transsekt, die Niederschlagswerte zu den geringsten. Ihre Variabilität ist groß.

Auf den grundwasserfernen See-Terrassen korrelieren die Temperaturen der Luft eng mit den Temperaturen des Oberbodens (Abb. 51). Dies zeigt, dass die an der trockenen Bodenoberfläche umgesetzte Strahlung unmittelbar als fühlbare Wärme an die Luft abgegeben wird. Die hohen Amplituden der Luft- und Bodentemperaturen in der Nähe der Bodenoberfläche unterstreichen dies.

Die potenzielle Verdunstung beträgt mehr als das Zehnfache der Niederschlagssumme in der Beobachtungsperiode. Wenn kein Grundwasser zur Verfügung steht, wird während des Sommers die hohe Verdunstungskapazität nicht im entferntesten ausgeschöpft, da der Wassergehalt des Bodens an fast allen Tagen zu gering ist.

Der humusarme graubraune Burozem, der sich unter diesen Bedingungen entwickelt hat, weist nur eine geringe vertikale Differenzierung auf. Während der häufigen Trockenphasen setzt sich die Bodenlösung im ganzen Profil ab. Dies kann bei sandigem Substrat mit hohem Porenvolumen bereits in größerer Tiefe geschehen. Der Boden reagiert schwach sauer bis schwach alkalisch.

Unterhalb 1.000 m ü.d.M. herrscht auf den Schwemmfächern der Flüsse und den See-Terrassen Halbwüste. Polstergräser und Beifuß, verschiedene Lauch- und Federgrasarten bilden neben anderen Gräsern eine äußerst lückige Krautschicht, die durch Überweidung rasch zerstört werden kann. In einem Sickerwasser-Bodenfeuchteregime mit extremen Trockenphasen haben sich humusarme Burozeme entwickelt. Die Grundwassernähe der flacheren See-Terrassen wird durch Salzwiesen angezeigt. Am Uvs Nuur wächst auf 760 m ü.d.M. Salzhalm. Versalzten Böden, vor allem Solonchaks, zeugen in der See-Ebene von einem Grundwasser-Bodenfeuchteregime mit starkem Lösungswasseraufstieg.

In unmittelbarer Umgebung des Uvs Nuur gewährleistet an vielen Stellen das oberflächennahe Grundwasser einen andauernden Wassernachschub zur Bodenoberfläche. Der Landschaftshaushalt wird hier einerseits durch sommerliche Hitze und Trockenheit und andererseits durch das aufsteigende Grundwasser und dessen Inhaltstoffe geprägt (Abb. 52). Die Seennähe dämpft die Amplituden der Luft- und Bodentemperatur. Noch stärker schwächt das Wasser den täglichen Temperaturgang in Flurnähe ab.

Halophyten, wie die Salzsode und der Meeresdreizack, zeigen Natrium-, Chlor- und Sulfationen in einer stark alkalischen Bodenlösung an. Kapillarer Aufstieg des Grundwassers und

starke Verdunstung führen zur deren Ausfällung. Zahlreiche Rostflecke unterhalb von 40 cm und Salzauscheidungen markieren diese Prozesse. In Grundwassernähe haben sich salzhaltige Wiesen-Burozems oder Solonchaks ausgebildet. Sie weisen im gesamten Bodenprofil eine alkalische Bodenreaktion auf. Ihr Humusgehalt übersteigt 1,0%. Die Vegetationsentwicklung wird nicht durch Trockenheit, sondern durch den Salzgehalt des Bodens begrenzt.

Abbildung 51: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 2 (Sommer 1998)

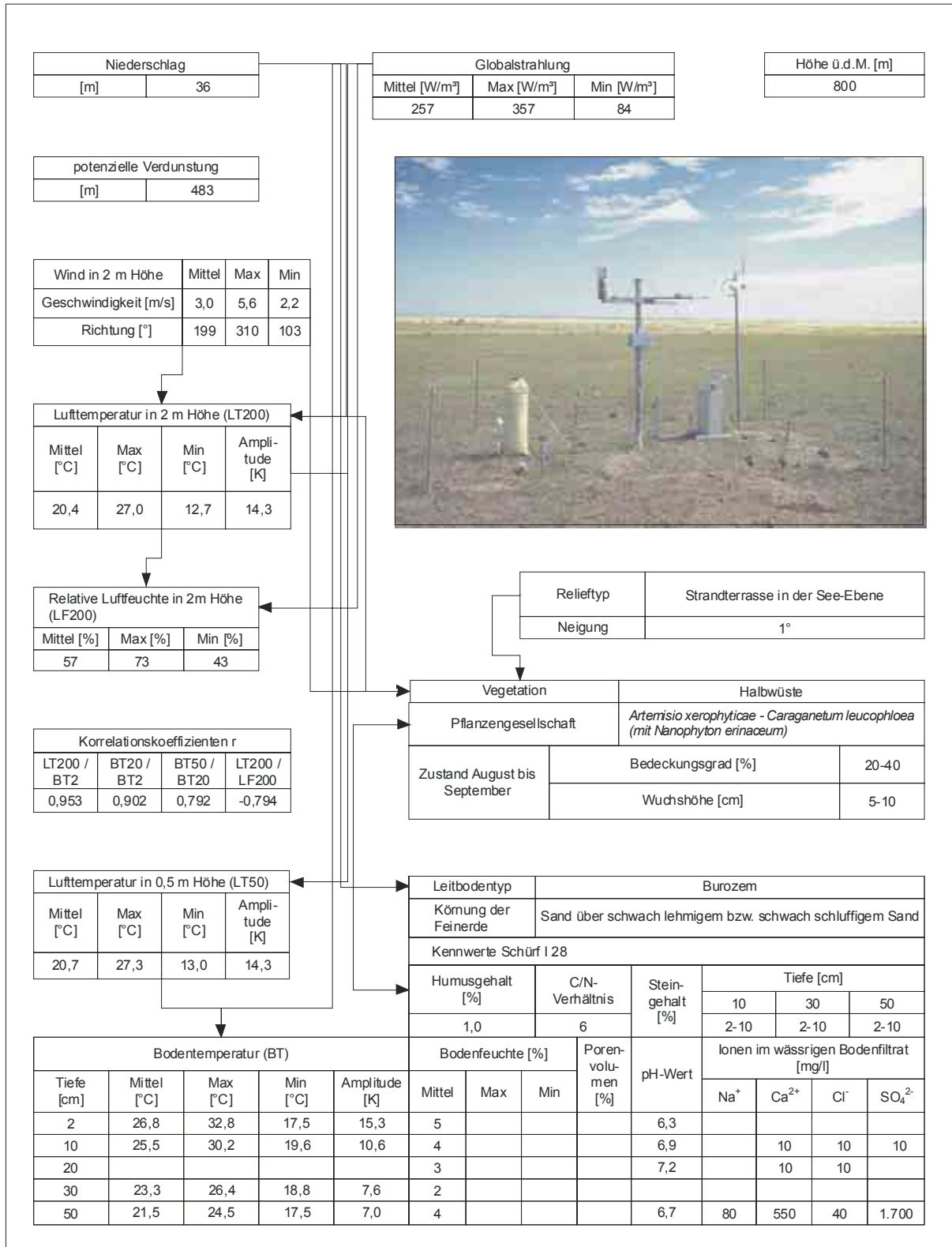
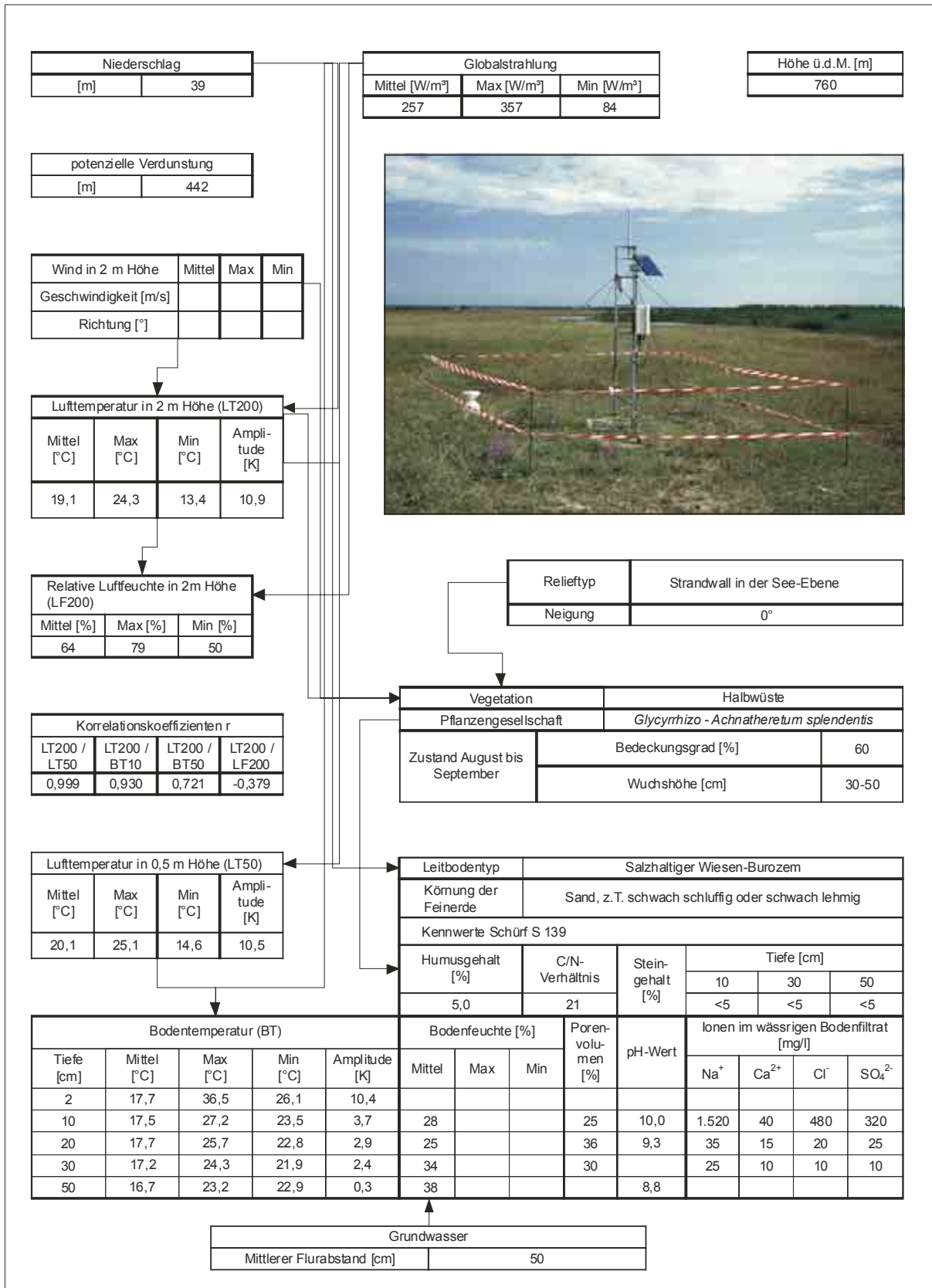


Abbildung 52: Landschaftsmerkmale im Bereich der Station S 1 (Sommer 1998)



4. Zeit-Verhaltens-Modelle

4.1. Vorüberlegungen

Durch eine ökologischen Catena wird eine regelhafte reliefbedingte Abfolge von Landschaften gekennzeichnet. Die witterungsbedingten Schwankungen der Landschaftsmerkmale werden dabei in der Regel nicht berücksichtigt. Diese Schwankungen sind mit dynamischen Abweichungen vom mittleren Zustand verbunden. Darauf hat BERUCASVILI (1971, 1977) aufmerksam gemacht, angeregt von Untersuchungen zur jahreszeitlichen Rhythmik der Taiga an der unteren Angara (KRAUKLIS 1969). Am Beispiel des Zustandes von Beobachtungspunkten in der Steppe des Ioriplateaus nordöstlich Tbilisi, wo sich die wissenschaftliche Station Martkopi der Georgischen Staatlichen Universität befindet, konnte BERUCASVILI zeigen, wie sich Landschaftseigenschaften auch innerhalb der Jahreszeiten verändern. Er wies witterungsbedingte Verhaltensweisen der Landschaft aus, die er als „Stacks“ bezeichnete, als Untereinheiten (Stapel) innerhalb der verschiedenen Phasen des Jahreszyklus. Ein Stack soll die Verhaltensweise einer Landschaft und den dadurch geprägten Landschaftszustand während einer bestimmten Zeiteinheit modellhaft abbilden. Man kann ihn als Zeit-Verhaltensmodell bezeichnen (BILLWITZ 1997).

Die Datenbasis für die Ausgliederung derartiger Stacks wird durch längerfristige Beobachtungsreihen geschaffen. Vor dem Hintergrund der zunehmenden Erwärmung des Uvs-Nuur-Beckens seit Beginn der meteorologischen Beobachtungen 1943 waren vor allem die Zustandsformen von Interesse, die in sich einem besonders heißen und trockenen Sommer ausbilden. Derartige Bedingungen herrschten im Sommer 1998.

Um deren Auswirkungen genauer zu kennzeichnen, wurden die 1998 an den Stationen des Transsektivs gewonnenen witterungsklimatischen Daten analysiert und mit Hilfe der multivariaten Analytik in Klassen zusammengefasst, die weiterführende Aussagen über den Landschaftszustand und die Landschaftsdynamik im Untersuchungsgebiet ermöglichen. Diese Klassifizierung musste für die Stationen unabhängig, jedoch miteinander vergleichbar erfolgen. Dafür bot sich eine Clusteranalyse an.

4.2. Clusteranalyse

4.2.1. Einführung

Der Begriff Clusteranalyse bezeichnet eine Gruppe von Verfahren aus der multivariaten Statistik. Ziel der Clusteranalyse ist eine sinnvolle bzw. nützliche Gruppierung von Objekten auf Grund bestimmter Eigenschaften, d.h. aus einer Menge von Daten sollen anhand der zugrunde liegenden Struktur Gruppen von Individuen bzw. Objekten gebildet werden (STEINHAUSEN u. LANGER 1977, BAHRENBURG, GIESE u. NIPPER 1992). Als Objekte werden im Rahmen dieser Arbeit einzelne Messtage an den Stationen des Transsektivs mit den Mittelwerten der jeweils bestimmten klimatologischen Parameter sowie der Summen der Tagesniederschläge verstanden. Die Clusteranalyse hat den Vorteil, dass ausschließlich mathematische Kriterien, Ähnlichkeitsmaße, über die Zusammensetzung der Klassen entscheiden, was zu einer unter numerischen Gesichtspunkten objektiven Klassifizierung führt (VANNAHME 1999). Eine anschließende subjektive inhaltliche Überprüfung des Ergebnisses ist jedoch unabdingbar.

Für eine vertiefende Beschreibung der multivariaten statistischen Analysemethoden sei auf die umfangreiche Literatur zu dieser Problematik verwiesen (z.B.: BOCK 1974, STEINHAUSEN u. LANGER 1977, SCHUCHARD-FICHER et al. 1980, DEICHSEL u. TRAMPISCH 1985, BAHRENBURG, GIESE u. NIPPER 1992, BACHER 1994, MÜLLER 2000).

4.2.1.1. Ähnlichkeits- und Distanzmaße

Das Distanzmaß dient bei der Clusteranalyse metrisch skalierten Ausgangsdaten zur Erfassung der Ähnlichkeit von Objekten, wobei deren Variablenwerte als Koordinaten in einem entsprechend dimensionierten Raum betrachtet werden. Je weiter die Objekte in diesem Koordinatenraum auseinander liegen, desto größer ist ihre Distanz, desto geringer ist ihre Ähnlichkeit. Ziel ist die Bildung einer Anzahl von Gruppen (Clustern), in denen alle Objekte die größtmögliche Ähnlichkeit bzw. die kleinstmögliche Distanz besitzen. Untereinander sollen die Gruppen ein größtmögliches Maß an Unähnlichkeit aufweisen (BOCK 1974). Das gebräuchlichste Distanzmaß ist die euklidische Distanz oder L_2 -Norm (SCHUCHARD-FICHER et al. 1980). Sie misst in Erweiterung des zweidimensionalen Falles (Satz des Pythagoras) die direkte Entfernung zwischen zwei Objekten im Koordinatenraum. Um eine stärkere Bewertung von Ausreißern vornehmen zu können, kann die quadrierte euklidische Distanz verwendet werden. Andere Distanzmaße wie z.B. die „Manhattan“-Distanz⁴ (Entfernung zwischen zwei Objekten entlang der Koordinatenachsen) kamen im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Anwendung.

Bei der Anwendung der euklidischen Distanz (wie auch der „Manhattan“-Distanz) sollte beachtet werden, dass die Parameter unabhängig von ihrer inhaltlichen Bedeutung vergleichbar große Skalierungen aufweisen, d.h. die Einheiten der verschiedenen Koordinatenachsen die gleiche Länge besitzen. Dieser Anforderung kann man entsprechen, indem man die Ausgangsdaten standardisiert⁵. Des Weiteren ist zu berücksichtigen, dass korrelierende Objektparameter die Distanzberechnung verzerren können, indem sie den mit ihnen verbundenen Aspekt überbetonen und zu ihrem Gunsten wichten. Ist dies nicht beabsichtigt, kann man beispielsweise ein verallgemeinertes Distanzmaß (Mahalanobis-Distanz) verwenden oder die schiefwinkligen (korrelierten) Parameter durch eine Hauptkomponentenanalyse orthogonalisieren und mit den unkorrelierten Hauptkomponenten weiterarbeiten.

4.2.2. Bestimmung der Clusterparameter

Das Ergebnis einer Clusterung wird maßgeblich durch die Wahl der eingehenden Parameter beeinflusst. Klassifizierungen, bei denen man mit sämtlichen Variablen arbeitet, die überhaupt zur Verfügung stehen, führen meist zu wenig sinnvollen Ergebnissen. Die Auswahl sollte vielmehr sorgfältig auf die Zielsetzung des Untersuchungsansatzes abgestimmt sein. Dabei ist zu beachten, dass Eigenschaften, die durch korrelierende Variablen beschrieben werden, bei der Clusterung stärker gewichtet eingehen als solche, die nur auf einer Variablen beruhen (siehe oben).

Im vorliegenden Fall wurde zur Festlegung der Clusterparameter für jede Station des Transekts eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Dieses multivariate statistische Analyseverfahren basiert auf der Korrelationsmatrix der einbezogenen Variablen und ist eine Methode zur Variablenreduktion, bei der die gesamte Variation der ursprünglichen Parameter mit Hilfe einiger abstrakter Faktoren, den sogenannten Hauptkomponenten, beschrieben wird⁶. Im Ergebnis erhält man neben den extrahierten Hauptkomponenten eine Matrix, in der

⁴ auch „City-Block“-Distanz oder L_1 -Norm. Der Name verweist auf das in amerikanischen Städten dominierende rechtwinklige Straßensystem.

⁵ Eine Standardisierung der Datenmatrix erfolgt durch die Bildung der Differenz zwischen dem Mittelwert und dem jeweiligen Beobachtungswert einer Variablen sowie der anschließenden Division durch die Standardabweichung. Dadurch wird sichergestellt, dass der neue Mittelwert gleich Null und die Standardabweichung einer Variablen gleich Eins ist.

⁶ Für eine detaillierte Beschreibung der Hauptkomponentenanalyse siehe u.a. BAHRENBERG, GIESE u. NIPPER (1992).

die Hauptkomponentenladungen der Variablen (Korrelation mit den Hauptkomponenten) aufgelistet werden. Mit ihrer Hilfe kann man eine Gruppierung der Ausgangsvariablen vornehmen, indem diejenigen zusammenfasst werden, die einen starken Zusammenhang mit einer Hauptkomponente aufweisen bzw. diejenigen, die sich nicht eindeutig einer Hauptkomponente zuordnen lassen (Tab. 46).

Für die Wahl der Clusterparameter galt es im vorliegenden Fall, geeignete Variablen zu finden, welche die so ermittelten Gruppen repräsentieren, die also den jeweiligen Standort sowohl nach landschaftsökologischen als auch nach formal-statistischen Kriterien möglichst umfassend beschreiben. Darüber hinaus sollten diese Variablen an allen Stationen erhoben worden sein, um die Ergebnisse der Clusterungen anschließend gegenüberstellen zu können. Damit schied die Station S 4 aus, da dort diese Voraussetzungen nicht erfüllt waren. Es galt, innerhalb der vorgegebenen Rahmenbedingungen eine akzeptable Kompromisslösung zu finden.

Tabelle 46: Gruppierung der gemessenen Parameter an den Stationen nach ihren Hauptkomponentenladungen

Parameter		S 1	S 2	S 3	S 5	S 6	S 7	S 8	S 9
		See-Ebene	Düne	Schuttfächer	Südhang	Südhang	Nordhang	Kamm	Gipfel
		Halbwüste		Trocken-Steppe	Wiesensteppe		Bergwald	Matten und Polsterfluren	
Bodentemperatur	2 cm	2	1	1	1	1	1	1	1
	5 cm				1	1			1
	10 cm	1	1		1	1			1
	20 cm	1		1	1	1	1	1	1
	30 cm	1	1						1
	50 cm	1	1		1				
Bodenfeuchte	2 cm	2							
	5 cm				2	4			2
	10 cm					2			
	20 cm	2			1	2			2
	30 cm	2							2
Lufttemperatur	5 cm		1						
	10 cm	1			1		1		1
	50 cm	1	1		1	1	1	1	1
	200 cm	1	1	1	1	1	1	1	1
Luftfeuchte	200 cm	0	0	1	1	3	1	1	3
Globalstrahlung		3	2	2	2	3	2	0	0
Strahlungsbilanz			2						4
Niederschlag		3	0	2	2	3	2		4

Bei der Interpretation von Tabelle 46 fällt zunächst auf, dass die Luft- und Bodentemperaturen an allen Stationen (erwartungsgemäß) den stärksten Zusammenhang aufweisen und der ersten Hauptkomponente zugeordnet werden. Einzige Ausnahme ist hierbei die Bodentemperatur 2 cm an der seenahen Station S 1, die in eine Gruppe mit den Bodenfeuchtigkeitswerten fällt. Diese bilden ansonsten an den Stationen, wo sie gemessen wurden, die zweiten Hauptkomponente. Anschließend werden offensichtlich die Strahlungsvariablen (Globalstrahlung und Strahlungsbilanz) mit der Niederschlagsvariablen zusammengefasst, wobei diese Gruppierung nicht mehr eindeutig an allen Stationen geschieht. An den Endpunkten des Transsektivs werden diese Variablen nicht eindeutig gruppiert (S 2, S 8, S 9). Am oberen Südhang (S 6) wird auch die Luftfeuchtigkeit in 2 m Höhe der dritten Hauptkomponente zugeordnet. Generell kann für die Luftfeuchtigkeit 2 m kein allgemeiner Trend festgestellt werden. An den meisten Stationen (S 3, S 5, S 7 und S 8) fällt sie in die Temperatur-Gruppe der ersten Hauptkomponente. In der See-Ebene (S 1 und S 2) ist sie keiner Gruppe eindeutig zuordenbar. Am Gipfel des Khukh Uul (S 9) bildet sie eine eigene Gruppe.

Anhand dieser Ergebnisse und der eingangs formulierten Bedingungen erscheint es zweckmäßig, die Variablen Globalstrahlung, Lufttemperatur 2 m, Luftfeuchtigkeit 2 m sowie Bodentemperatur 2 cm als Parameter für die Clusteranalyse zu verwenden. Sie wurden an allen Stationen bestimmt⁷. Die beiden erstgenannten repräsentieren jeweils eine Hauptkomponentengruppe, die Variable Luftfeuchtigkeit 2 m ist zu berücksichtigen, da sie nicht durchgängig einer Gruppe zugeordnet werden kann. Die Variable Bodentemperatur 2 cm soll die Besonderheit von S 1 erfassen sowie die bodenklimatischen Eigenschaften der Standorte in die Clusterung einbeziehen. Aus formal-statistischer Sicht wären hierfür die Bodenfeuchtigkeitsvariablen besser geeignet, jedoch liegen sie nicht für alle Stationen vor.

4.2.3. Wahl der Cluster-Algorithmen

Die in dieser Arbeit berücksichtigten Methoden zur Clusterbildung gehen bei der Zuordnung der Objekte schrittweise vor. Zunächst werden alle Objekte der gegebenen Menge als einzelne Cluster betrachtet. Es werden die beiden Cluster gewählt, die sich gemäß dem gewählten Distanzmaß am ähnlichsten sind. Diese werden in einem neuen Cluster zusammengefasst, zu dessen Mittelpunkt (Zentroid, s.u.) die Distanzen von jedem anderen Cluster wiederum berechnet werden. Beim nächsten Iterationsschritt erfolgt erneut eine Zusammenfassung der Cluster, die sich am ähnlichsten sind, bis schließlich alle Objekte in einem Cluster vereinigt sind. Diese Vorgehensweise nennt man hierarchisch agglomerativ, im Gegensatz zu den divisiven Verfahren, die den umgekehrten Weg beschreiten, indem sie die Objekte zunächst zu einem einzigen Cluster vereinigen und dieses dann schrittweise unterteilen⁸.

4.2.3.1. Vergleich der agglomerativen Clusterverfahren

Man unterscheidet die agglomerativen Algorithmen darin, in welcher Form die Distanz zwischen zwei Clustern definiert wird, wenn wenigstens eines der Cluster aus mehr als einem Objekt besteht. Die wichtigsten Methoden seien im folgenden kurz vorgestellt:

- Single-Linkage-Verfahren

Die Objekte zweier Cluster werden paarweise miteinander verglichen, indem für jedes Paar das Distanzmaß bestimmt wird. Das Distanzmaß des ähnlichsten Paares wird als Distanz der beiden Cluster gewählt. Die „nächsten Nachbarn“ aus beiden Clustern bestimmen somit die Distanz.

- Single Linkage (Between Groups): Single-Linkage-Verfahren im engeren Sinne;
- Single Linkage (Within Groups): Single-Linkage-Verfahren, bei denen die Distanz zwischen zwei Clustern aus allen möglichen Fallpaaren beider Cluster gebildet wird, also auch die Fallpaare innerhalb eines Clusters berücksichtigt werden.

- Average-Linkage-Verfahren

Die Vorgehensweise ähnelt der beim Single-Linkage-Verfahren, nur wird hier die Distanz zweier Cluster durch das durchschnittliche Distanzmaß der Objektpaare aus den beiden Clustern bestimmt.

⁷ Die Globalstrahlung wurde an S 1 und S 5 nicht gemessen. Auf Grund der – bezüglich dieser Variable – relativen Nähe der Stationen zu ihren jeweiligen Nachbarn S 2 bzw. S 6 wurden deren Messwerte für S 1 bzw. S 5 übernommen.

⁸ Auf die divisiven Cluster-Algorithmen wie auch auf die nichthierarchischen Verfahren soll an dieser Stelle nicht eingegangen werden, da sie im Rahmen dieser Arbeit nicht zur Anwendung kamen.

- Complete-Linkage-Verfahren

Hier dient als Distanz zweier Cluster das Distanzmaß des unähnlichsten Paares, also der am weitesten entfernten Nachbarn.

- Zentroid-Verfahren

Für beide Cluster wird zunächst das multivariate arithmetische Mittelzentrum (Zentroid) aus den Mittelwerten der Objektkoordinaten bestimmt. Als Distanz zwischen den Clustern dient das Distanzmaß der Zentroide.

- Median-Verfahren

Diese Methode ist dem Zentroid-Verfahren ähnlich. Dort ergibt sich der Zentroid des neuen Clusters als gewogenes Mittel der Zentroide der beiden Ausgangscluster, wobei die Fallzahlen dieser Ausgangscluster die Gewichte bilden. Beim Median-Verfahren hingegen gehen beide Ausgangscluster mit dem gleichen Gewicht ein.

- Ward-Verfahren

Bei diesem Verfahren ist das Ziel, die Heterogenität innerhalb der Cluster zu minimieren. Hierzu wird die Varianz der Objekte eines Clusters um den Mittelpunkt (Zentroid) als durchschnittliche quadratische Entfernung bestimmt und als Gesamtvarianz innerhalb des Clusters addiert. Es werden die Cluster zusammengefasst, deren neue Gesamtvarianz minimal ist. Dieses Verfahren setzt den quadrierten euklidischen Abstand als Ähnlichkeitsmaß für die Objekte voraus, da sich die Varianz innerhalb eines Clusters auf die Abstandsquadrate der zugehörigen Objekte untereinander zurückführen lässt.

Von diesen Verfahren haben das Average-Linkage- und das Zentroid-Verfahren den Vorteil, dass alle Objekte eines Clusters in die Bestimmung der Ähnlichkeit mit anderen Clustern eingehen, so dass sie häufig Anwendung finden. Das Single-Linkage-Verfahren neigt zu Verkettungen, also zur Bildung einiger umfangreicher Cluster, denen andere mit sehr wenigen Objekten gegenüberstehen. Das Complete-Linkage-Verfahren tendiert hingegen zur Bildung sehr kompakter Cluster, da es die Ähnlichkeit der unähnlichsten Paare maximiert. Beim Ward-Verfahren werden in der Regel etwa gleich große Cluster gebildet (BAHRENBURG, GIESE u. NIPPER 1992).

Die Wahl der geeigneten Clustermethode ist stark von der Beschaffenheit der verwendeten Datenmenge abhängig. Um die Struktur der komplexen Ausgangsdaten sichtbar machen zu können, müssen verschiedene Verfahren, die unterschiedliche Aspekte der Daten betonen, genutzt werden. Das maßgebliche Kriterium zur Beurteilung der Ergebnisse einer Clusterung bleibt dabei letztendlich die Nutzbarkeit für die jeweilige Fragestellung. Im vorliegenden Fall liegt sie in der Beschreibung typischer Witterungszustände an den einzelnen Stationen. Dabei spielt die Clusterzahl eine wichtige Rolle. Eine große Differenzierung mit hoher Clusterzahl führt zwangsläufig zu Clustern mit wenigen Beobachtungstagen, die sich nicht mehr sinnvoll als typische Zustandsklassen interpretieren lassen. Das Bestreben nach der Bildung gleich großer Cluster tritt demgegenüber in den Hintergrund.

Für die Bestimmung der für den gegebenen Untersuchungsgegenstand geeigneten Verfahren wurde die Station S 3 auf einem Schwemmfächer in der Trockensteppe als Referenzstandort gewählt. Dort befand sich das Hauptlager während der Messkampagne, so dass für diese Station die dichtesten und am stärksten validierten Daten vorliegen. Anhand dieser Daten wurden sämtliche Clustermethoden, die das verwendete Programmpaket SPSS zur Verfügung stellt, getestet. Diese waren im Einzelnen: Average Linkage (Between Groups), Average Linkage (Within Groups), Single Linkage, Complete Linkage, Centroid, Median, Ward. Als Distanzmaß diente der euklidische Abstand (Ausnahme: Ward, s.o.). Die Ergebnisse wurden anschließend gegenübergestellt und auf ihre inhaltliche Plausibilität geprüft. Das Hauptaugenmerk lag dabei auf der Möglichkeit zur Ausscheidung einer sinnvollen Anzahl von Clustern sowie deren Zusammensetzung und Verteilung. Unter der Annahme, dass

die Grundstruktur der Daten an den verschiedenen Stationen vergleichbar sei, wurden Clustermethoden, die für S 3 keine interpretierbaren Ergebnisse lieferten, bei der Analyse der übrigen Stationen nicht weiter verfolgt.

4.2.3.2. Bestimmung der optimalen Clusterzahl

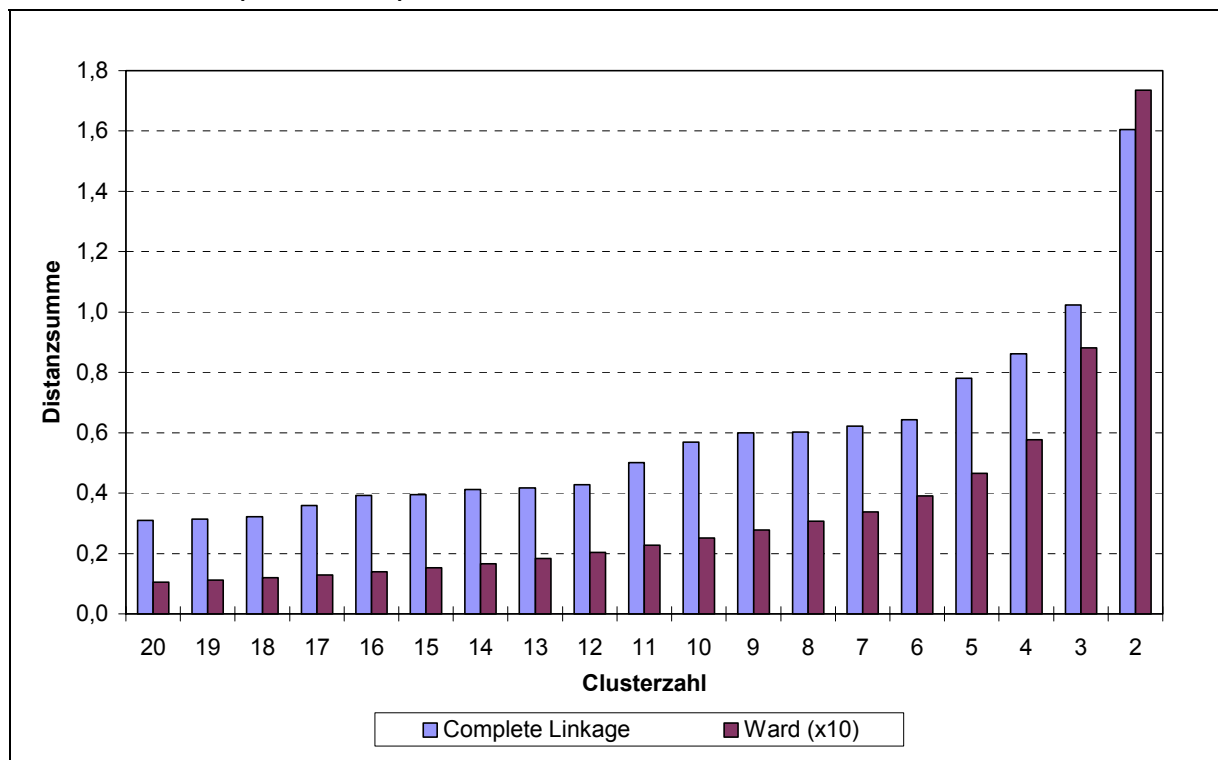
Die hierarchisch agglomerative Clusterung liefert nach jedem Schritt eine Zusammenfassung der Objekte, und zwar ausgehend von der Anzahl der Objekte als Clusterzahl bis hin zu 1, wenn alle Objekte in einem Cluster vereinigt und die ursprünglichen Informationen über die Verschiedenheit der Objekte vollständig verschwunden sind. Es gilt also, einen geeigneten Kompromiss zwischen Generalisierungsgrad und Informationsverlust zu finden.

Zur Festlegung der optimalen Clusterzahl muss ein formales Kriterium gefunden werden, um die Clusteranalyse bei einem bestimmten Iterationsschritt abzubrechen. Einen ersten Anhaltspunkt liefert hierbei die Methode nach STURGES (SACHS 1992):

$$\text{Klassenzahl} = 1 + 3,32 \cdot \log \text{Objektzahl}$$

Für die Stationen des Transsekts ergibt sich auf diese Weise eine ungefähre Klassenzahl von 7. Diese Methode berücksichtigt jedoch nur die Anzahl der untersuchten Objekte, nicht deren Struktur. Besser eignet sich daher die Untersuchung der Summe der Distanzen zwischen den Clustern (STEINHAUSEN u. LANGER 1977). Durch das Zusammenführen der Cluster entstehen immer dann Sprünge in der Distanzsumme, wenn zwei sehr weit auseinanderliegende Cluster vereinigt werden. Ein solcher Distanzsprung ist, wenn er größer ist als alle bisherigen, ein hinreichendes Kriterium, die Analyse an dieser Stelle abzubrechen und die vor dem Sprung bestehende Clusterzahl für dieses Verfahren als optimal zu interpretieren (VANNAHME 1999). In den meisten Fällen treten solche Distanzsprünge nicht nur einmal sondern mehrfach auf. Es ist daher notwendig, die verschiedenen Lösungen miteinander zu vergleichen und besonders hinsichtlich des Untersuchungszieles den jeweiligen Generalisierungsgrad inhaltlich zu interpretieren.

Abbildung 53: Distanzsprünge beim Complete-Linkage- und beim Ward-Verfahren (Station S 3)



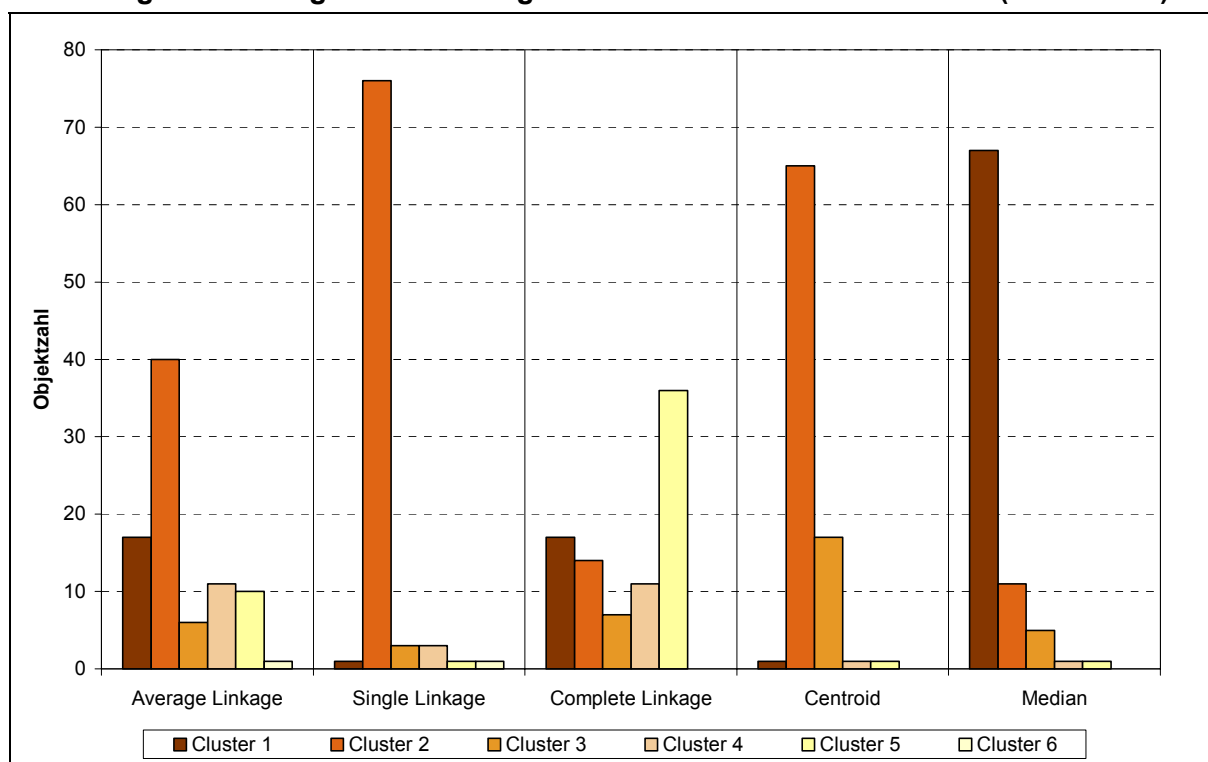
Für jedes der an Station S 3 getesteten Verfahren wurde eine Grafik der Distanzsprünge erstellt, um die geeignete Clusterzahl zu bestimmen. Abbildung 53 zeigt dies beispielhaft für das Complete-Linkage-Verfahren sowie das Ward-Verfahren. Die Absolutbeträge sind beim Ward-Verfahren auf Grund der quadrierten Distanzen wesentlich höher, so dass sie für die Abbildung aus Gründen der Anschaulichkeit transformiert wurden.

Legt man das Kriterium des Distanzsprunges zugrunde, dann lassen sich für das Complete-Linkage-Verfahren Abbruchmöglichkeiten bei 18, 12 oder 5 Clustern erkennen. Beim Ward-Verfahren hingegen verläuft der Anstieg der Distanzsummen mehr oder weniger kontinuierlich, wodurch ein Abbruch wesentlich schwieriger zu bestimmen ist. Aus diesem Grund erscheint dieses Verfahren für die Klassifizierung der vorliegenden Daten als ungeeignet. Ähnliches gilt für das Verfahren Average Linkage (Within Groups), so dass bei der weiteren Betrachtung der Ergebnisse nur noch Complete Linkage, Single Linkage, Average Linkage (Between Groups), Centroid und Median berücksichtigt wurden. Die zu ermittelnde Klassenzahl sollte dabei die nach der Sturges-Methode ermittelte Klassenzahl von 7 nicht überschreiten, da sie ansonsten nicht mehr im Sinne des Untersuchungsansatzes interpretierbar wäre. Für Average Linkage (Between Groups) und Single Linkage ergab sich so eine Klassenzahl von 6, für Complete Linkage, Centroid und Median eine Klassenzahl von 5.

4.2.3.3. Vergleich der Clusterhäufigkeiten

Für die abschließende Wahl des geeigneten Clusterverfahrens wurden die Häufigkeiten der Cluster an Station S 3 gegenübergestellt (Abb. 54). Grundlage war in allen Fällen die für jeweilige Methode bestimmte optimale Clusterzahl.

Abbildung 54: Häufigkeitsverteilung verschiedener Clustermethoden (Station S 3)



Dabei wird deutlich, dass die Verfahren Average Linkage (Between Groups) und Complete Linkage zu relativ ausgeglichenen Häufigkeitsverteilungen führen, während Single Linkage, Centroid und Median eine sehr starke Verkettungstendenz aufweisen. Bei Single Linkage liegen knapp 90% der Objekte in einem einzigen Cluster, bei Centroid und bei Median sind es zwei Cluster, die jeweils mehr als 90% der Objekte aufnehmen. Diese Verfahren sind somit für die Klassifizierung der vorliegenden Daten ungeeignet und werden verworfen.

4.2.3.4. Durchführung der Clusteranalyse

Die Klassifizierung der Witterungszustände an den Stationen wurde mit den Cluster-Algorithmus Complete Linkage und Average Linkage (Between Groups) – im Weiteren: Average Linkage – vorgenommen. Als Distanzmaß wurde der euklidische Abstand gewählt, als Clusterparameter gingen die Variablen Globalstrahlung, Lufttemperatur 2 m, Luftfeuchtigkeit 2 m und Bodentemperatur 2 cm ein. Die Messreihen anderer Parameter wiesen Lücken auf.

Dem Untersuchungsansatz entsprechend musste eine einheitliche Clusterzahl pro Analyse-methode für alle Stationen gefunden werden, denn nur so konnten die Ergebnisse anschlie-ßend gegenübergestellt werden. Hierfür wurden die Distanzsprünge an den Stationen vergli-chen und die am häufigsten vorkommenden Anzahlen für die zu bildenden Cluster ermittelt (Tab. 47).

Bei Average Linkage überwiegt eine Clusterzahl von 6. An fast allen Stationen ist sie als mögliche Clusterzahl vertreten, Ausnahmen bilden lediglich die Stationen S 1 und S 5. Bei Complete Linkage ist es dagegen schwieriger, eine Entscheidung zu treffen. Viermal bieten sich 6 Cluster an, fünfmal sind es 5 mögliche Cluster. Da sich die Clusterzahl 5 an den Stati-onen S 3, S 5 und S 9 jedoch als alleinige Lösung ergibt, soll bei den weiteren Arbeiten für die Methode Complete Linkage eine einheitliche Clusterzahl 5 gelten.

Tabelle 47: Clusterzahl bei Distanzsprüngen für alle Stationen

Station	Average Linkage	Complete Linkage
S 1	8	4, 6, 8
S 2	6, 8	3, 5, 8
S 3	6	5
S 5	5	5
S 6	3, 6	4, 6, 8
S 7	6	3, 6
S 8	3, 6	5, 6
S 9	4, 6	5

4.2.3.5. Optimierung der Clusterung

Das Ergebnis einer hierarchischen Clusteranalyse kann nur eine Anfangslösung darstellen, was im schrittweisen Vorgehen der Methode begründet ist. Cluster, die einmal gebildet wur-den, können in späteren Schritten nicht mehr aufgelöst oder umgeordnet werden. So können mitunter Cluster entstehen, in denen Objekte eine größere Distanz aufweisen als zwei be-nachbarte Cluster zueinander. Aus diesem Grund muss nach der schrittweisen Klassifizie-rung eine Optimierung der einzelnen Cluster vorgenommen werden.

Neben der Methode zur Maximierung der Homogenität innerhalb der Cluster (sog. Hill-Climbing-Verfahren, vgl. STEINHAUSEN u. LANGER 1977) oder der Diskriminanzanalyse bietet sich hierfür die Clusterzentrenanalyse an. Dabei werden die Zentroide der nach der Ermitt-lung der optimalen Clusterzahl gewählten Cluster bestimmt und anschließend sämtliche Ob-jekte – unabhängig davon, welchem Cluster sie bislang angehörten – jeweils dem am nächs-ten gelegenen Zentroid zugeordnet. Dadurch werden neue Cluster gebildet, deren Zentroide erneut bestimmt und denen wiederum alle Objekte einzeln zugeordnet werden. Dieses Ver-fahren wird so lange fortgeführt, bis es konvergiert, d.h. bis sich die Zentroide und die Clusterzugehörigkeiten nicht mehr ändern.

Die Ergebnisse von Average Linkage und Complete Linkage wurden mit Hilfe der Cluster-zentrenanalyse für alle Stationen optimiert. Dabei ergaben sich teilweise beachtliche Umver-teilungen, wie beispielsweise für Average Linkage bei S 3 zwischen Cluster 2 und 5, bei S 6 zwischen Cluster 4 und 6 oder bei S 7 zwischen Cluster 3 und 6 (Tab 48).

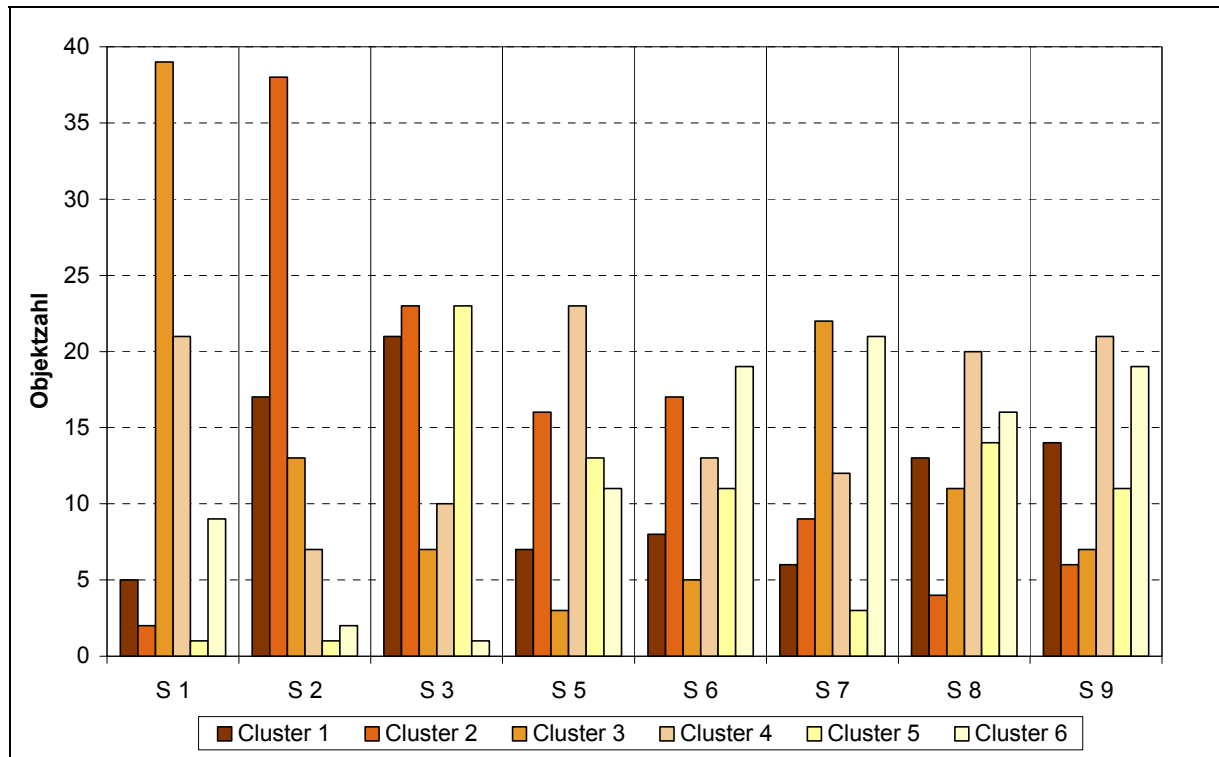
Abbildung 55 zeigt die letztendlich ermittelte Häufigkeitsverteilung der mit Average Linkage durchgeführten und anschließend optimierten Klassifizierung. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Stationen S 1 und S 2 im Beckeninneren durch eine ungleichmäßigere Verteilung charakterisiert werden, als die zum Beckenrand folgenden Stationen, dass sie also durch länger anhaltende Witterungszustände gekennzeichnet werden. Die Stationen im Hang- und Gebirgsbereich (S 5 bis S 9) zeigen dagegen ein stärker heterogenes Bild, da bei ihnen die Objektzahlen der Cluster ausgewogener erscheinen. Zu beachten ist jedoch, dass zu diesem Zeitpunkt noch keine inhaltliche Analyse der Cluster vorgenommen wurde und eine Gegenüberstellung der einzelnen Cluster zwischen den Stationen nicht möglich ist. Mit anderen Worten: Aus der Nummerierung der Cluster kann nicht auf deren inhaltliche Bedeutung geschlossen werden, weder separat an den Stationen noch im Vergleich der Stationen untereinander.

Tabelle 48: Umverteilung bei Average Linkage nach der Clusterzentrenanalyse

Station	Cluster 1		Cluster 2		Cluster 3		Cluster 4		Cluster 5		Cluster 6	
	AL	CZ	AL	CZ	AL	CZ	AL	CZ	AL	CZ	AL	CZ
S 1	4	5	2	2	39	39	24	21	1	1	7	9
S 2	22	17	37	38	15	13	2	7	1	1	1	2
S 3	17	21	40	23	6	7	11	10	10	23	1	1
S 5	7	7	16	16	2	3	28	23	13	13	7	11
S 6	7	8	24	17	3	5	27	13	9	11	3	19
S 7	6	6	10	9	41	22	12	12	3	3	1	21
S 8	15	13	2	4	8	11	25	20	13	14	15	16
S 9	15	14	5	6	7	7	26	21	3	11	22	19

AL: Average Linkage; CZ: Clusterzentrenanalyse

Abbildung 55: Häufigkeitsverteilung der optimierten Cluster nach Average Linkage



Ein ähnliches Bild der Umverteilung nach der Optimierung zeichnet sich für Complete Linkage ab, wobei es sich in diesem Fall eher um eine allgemeine Neuordnung handelt. Am stärksten ist dabei die Bergstation S 8 betroffen, bei der sich der Tausch der Objekte in erster Linie zwischen den Clustern 3 und 5 vollzieht (Tab. 49).

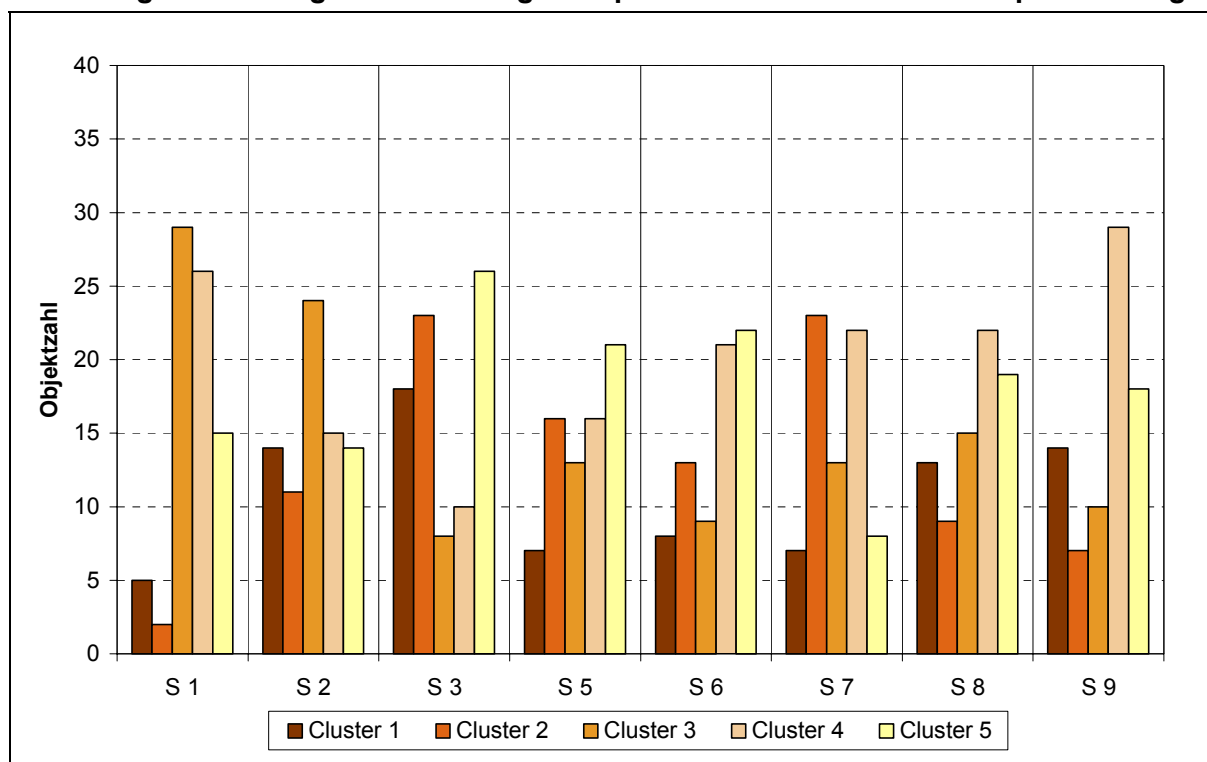
Die in Abbildung 56 dargestellten Histogramme, die sich für Complete Linkage nach der Optimierung ergaben, zeigen ein deutlich ausgeglichenerere Clusterverteilung an den Stationen als bei Average Linkage. Zwar ist an S 1 der Unterschied der Objektzahlen immer noch sehr hoch, aber im Absolutwert ist die Objektzahl des größten Clusters erheblich geringer als bei Average Linkage.

Tabelle 49: Umverteilung bei Complete Linkage nach der Clusterzentrenanalyse

Station	Cluster 1		Cluster 2		Cluster 3		Cluster 4		Cluster 5	
	CL	CZ	CL	CZ	CL	CZ	CL	CZ	CL	CZ
S 1	7	5	2	2	29	29	22	26	17	15
S 2	9	14	10	11	23	24	25	15	11	14
S 3	17	18	14	23	7	8	11	10	36	26
S 5	5	7	18	16	6	13	25	16	19	21
S 6	8	8	12	13	3	9	28	21	22	22
S 7	7	7	21	23	13	13	25	22	7	8
S 8	11	13	6	9	4	15	22	22	35	19
S 9	15	14	6	7	7	10	31	29	19	18

CL: Complete Linkage; CZ: Clusterzentrenanalyse

Abbildung 56: Häufigkeitsverteilung der optimierten Cluster nach Complete Linkage



Versucht man diese Befunde inhaltlich zu werten, so kann man davon ausgehen, dass im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen der Witterungsablauf durch deutliche Unterschiede in der Ausprägung und in der Dauer der einzelnen Witterungsperioden geprägt wird. Seine Abbildung durch eine unausgeglichenerere Clusterverteilung mittels des Average-Linkage-Verfahrens erscheint deshalb realitätsnäher als die des Complete-Linkage-Verfahrens. Außerdem ist die Stabilität der bei Average Linkage gewonnenen Cluster, die durch das durchschnittliche Distanzmaß aller Objektpaare bestimmt werden, größer als die bei Complete Linkage, bei der das Distanzmaß des unähnlichsten Paares die Clusterung bestimmt und es im Laufe der Optimierung zu einer kompletten Umverteilung gekommen ist. Deshalb soll sich die inhaltliche Interpretation der Ergebnisse auf die Clusterung der witterungsklimatischen Daten nach Average Linkage gründen.

4.3. Interpretation der Ergebnisse

4.3.1. Ansatz

Die Cluster werden als modellhafte Abbilder von witterungsbedingten Verhaltensweisen der Landschaften betrachtet, die im Untersuchungsgebiet durch Messpunkte erfasst worden sind. Sie spiegeln die witterungsklimatischen Rahmenbedingungen für landschaftliche Zustandsformen wider, die während des Sommers 1998 zu beobachten waren.

Die inhaltliche Kennzeichnung der Cluster kann sich sowohl auf die witterungsklimatischen Daten stützen, die direkt in die Clusterung eingegangen sind (Globalstrahlung, Lufttemperatur in 2 m Höhe, relative Luftfeuchte in 2 m Höhe sowie Bodentemperatur in 2 cm Tiefe), als auch auf solche, die mit diesen Daten verknüpft sind, wie die Hauptkomponentenanalyse gezeigt hat (Tab. 46). Bei den erstgenannten handelt es sich um Kenngrößen, die zwischen 22.06.1998 und 07.09.1998 an allen Messpunkten erfasst werden konnten. Der zweiten Gruppe mussten die Parameter eingeordnet werden, die nicht überall ermittelt werden konnten. Dazu gehören Niederschlag, Windgeschwindigkeit und -richtung, Luft- und Bodentemperaturen mit anderen Flurabständen als 2 m oder 2 cm sowie die Bodenfeuchte.

Die Interpretation der Cluster bezieht sich auf die Art und Weise sowie der Intensität des witterungsklimatisch gesteuerten Energie- und Stoffhaushaltes. Dabei werden Aktivitäts- und Ruhephasen sowie katastrophale Einschnitte im Landschaftshaushalt unter Hinzuziehung der bekannten Standortmerkmale benannt. In Aktivitätsphasen des Landschaftshaushaltes läuft der Energie- und Stoffumsatz in der Pflanzendecke und im Boden ohne wesentliche Einschränkungen ab. Die Rahmenbedingungen für Assimilation und Dissimilation, Zellstoffwechsel, Nährstoffaufnahme und Ballaststoffabgabe der Pflanzen sind ebenso wie die Voraussetzungen für Wassertransfer und Ionentausch im Boden gegeben. Dies ist bei hinreichendem Strahlungsgenuss sowie ausreichendem Wärme- und Feuchteangebot der Fall. Im Gegensatz dazu bewirken niedrige Temperaturen und mangelnde Wasserversorgung Ruhephasen des Landschaftshaushaltes. Bodenerosion durch Wasser und Wind, insbesondere nach Starkregenfällen oder in extremen Trockenphasen können zudem vorhandene Haushaltbeziehungen völlig verändern und völlige neue Zustandsformen des Landschaftshaushaltes schaffen.

Rahmenangaben für die Zuordnung der Cluster zu Aktivitäts- und Ruhephasen des Landschaftshaushaltes am Westrand des Kharkhiraa und des Uvs-Nuur-Beckens im Sommer 1998 können sich an den Mittelwerten für Temperatur und Niederschlag orientieren. Sie kennzeichnen Grundbedingungen für den Ablauf pflanzenphysiologischer und pedochemischer Prozesse (Tab. 50).

Tabelle 50: Interpretationsrahmen zur Kennzeichnung der Beziehungen zwischen Temperatur und Niederschlag und dem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz in Boden und Pflanze

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel des Bezugszeitraumes)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	0,2-0,5 mm	0,5-1 mm	1-5 mm	5-10 mm	> 10 mm
< 5°C	Sehr geringer Energieumsatz, fast ohne Stoffumsatz	↘				↙	Sehr geringer Energieumsatz, zeitweise hoher Stoffumsatz
5-10°C	↓		Mäßiger Energieumsatz, geringer bis mäßiger Stoffumsatz				↓
10-20°C							
20-25°C	↓						↓
>25°C	Sehr hoher Energieumsatz, fast ohne Stoffumsatz	↙				↘	Sehr hoher Energieumsatz, zeitweise hoher Stoffumsatz

Auf der Grundlage dieser Rahmenangaben können reproduzierbare Aussagen zur Charakteristik der speziellen landschaftlichen Verhaltensweisen an dem jeweiligen Messpunkt getroffen werden. Dabei lassen sich mehrere Cluster zusammenfassend betrachten, wenn dies sachlich erforderlich erscheint. Diese Cluster werden dann einer Verhaltensweise der jeweiligen Landschaft zugeordnet, bezogen auf bestimmte Abschnitte des Beobachtungszeitraumes. In Verbindung damit können extreme Veränderungen im Landschaftshaushalt gesondert benannt werden.

Aussagen über die Verhaltensweisen des Landschaftshaushaltes gelten zunächst für den jeweiligen Messpunkt während des Beobachtungszeitraumes. Sie beschreiben dessen Zustandsformen. Jeder Messpunkt repräsentiert jedoch typische Landschaften im Untersuchungsraum. Insofern ist eine Extrapolation der Aussagen auf die Höhenstufe, in der der Messpunkt gelegen ist, vertretbar. Die Station S 4, wie S 3 in der Trockensteppe gelegen, konnte jedoch generell nicht zur Interpretation herangezogen werden, da hier die Datengrundlage für eine Clusterung zu lückenhaft war. Außerdem musste bei der Station S 8 in Kauf genommen werden, dass dort kein Regenschreiber stand und daher Niederschlagswerte nicht ermittelt werden konnten.

Die bisherige Analyse der witterungsklimatischen Messergebnisse (Kap. 3.2.2 und 4.1) hat gezeigt, dass es zwar im Sommer 1998 keinen Zeitraum gegeben hat, wo Strahlungsenergie nicht in ausreichendem Maße zur Verfügung stand, dass aber durchaus Zeiträume auftraten, wo der Stoffumsatz gehemmt war, teilweise durch Kälte, meist jedoch durch Trockenheit. Dies war an den einzelnen Messpunkten im unterschiedlichen Maß der Fall. Die unter diesen Bedingungen zu erwartenden Zustandsformen lassen sich nach Art und Weise sowie Kontinuität und Intensität des landschaftlichen Energie-, Wasser- und Stoffumsatzes ordnen (Tab. 51). Im Hinblick auf die Auswirkungen einer regionalen Erwärmung gebührt dem Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung besondere Beachtung.

Tabelle 51: Allgemeine Merkmale landschaftlicher Zustandsformen am Westrand des Kharkhiraa und des Uvs-Nuur-Beckens

Kurzbezeichnung	Beschreibung
A 1	Hoher Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (bei kontinuierlichem Wasserangebot)
B 1	Mäßiger bis hoher Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ geringem Verdunstungsüberschuss)
B 2	Mäßiger Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ geringem Verdunstungsüberschuss)
B 3	Mäßiger bis geringer Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ geringem Verdunstungsüberschuss)
C 1	Hoher bis mäßiger Energieumsatz sowie mäßiger Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ großem Verdunstungsüberschuss)
C 2	Hoher bis mäßiger Energieumsatz sowie mäßig bis geringer Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ großem Verdunstungsüberschuss)
C 3	Hoher bis mäßiger Energieumsatz sowie geringer Wasser- und Stoffumsatz (bei relativ großem Verdunstungsüberschuss)
D	Geringer Energie- und Stoffumsatz (bei niedrigen Temperaturen)
a (als Zusatz)	zeitweise erheblich erhöhter Wasser- und Stoffumsatz
g (als Zusatz)	kontinuierlich nach oben gerichteter Wasser- und Stoffumsatz in Grundwassernähe

Unter einem relativ geringen Verdunstungsüberschuss während der Sommermonate soll im Untersuchungsgebiet ein Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung von ca. 1:2 verstanden werden, unter einem relativ hohen Verdunstungsüberschuss ein N/V-Verhältnis, das deutlich weiter ist, beispielsweise 1:5 oder 1:10. Durch Zusatzbezeichnung ist außerdem zu berücksichtigen, dass im Uvs-Nuur-Becken die Landschaften in Grundwassernähe durch Lösungsaufstieg geprägt werden, und dass es vor allem an den Steppenhängen

des Kharkhiraan bei starken Niederschlägen zu Bodenerosion kommt, somit zeitweise ein erheblich erhöhter Stoffumsatz auftritt.

Bei der stationsbezogenen Darstellung der Zustandsformen werden die Besonderheiten der jeweiligen Höhenstufe mit berücksichtigt. Physiologische Prozesse, die bei den Pflanzen der alpinen Stufe bereits bei Temperaturen unter 5°C ablaufen, kommen in der Waldsteppe oder Steppe erst über 5°C in Gang. Andererseits können die xeromorphen Gräser und Kräuter der Steppe und Halbwüste Trockenheitsbelastungen ertragen, die im Wald oder in den alpinen Matten bereits zum Absterben führen. Gleiches gilt für die Anpassung der Pflanzen in den grundwasserbeeinflussten Senken der Halbwüste an den Salzgehalt des Bodenwassers. Entscheidend für die Interpretation der Zustandsformen sind die konkreten Standortbedingungen und die darin eingebetteten Pflanzen- und Bodenfunktionen.

4.3.2 Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 9

Im Gipfelbereich des Khukh Uul verläuft die Obergrenze der Bergtundra. Hier werden allgemeine Merkmale des sommerlichen Witterungsgeschehens der Nordwest-Mongolei, wie Hitze, langanhaltende und hohe Trockenheit deutlich abgeschwächt. Wind, Wolken und Niederschlag, aber auch der vertikale Temperaturgradient hemmen die Erwärmung von Luft und Boden ebenso wie die potenzielle Verdunstung (vgl. Kap. 4.1.2). Extreme Unterschiede zwischen Trocken- und Feuchtphasen treten nicht auf. Davon zeugen Messergebnisse des Sommers 1998 (Abb. 57).

Auf dem Gipfel des Khukh Uul erreichen die Tagesmittel der Lufttemperaturen in 2 m Höhe 12°C (09.07.1998). An kalten Tagen (22.06.1998, 23.08.1998) sinkt das Tagesmittel unter 0°C. In Bodennähe, an der Strahlungsumsatzfläche, übersteigen die Temperaturen von Luft und Boden nicht 14°C. Ansonsten liegen die Bodentemperaturen zumeist unter 10°C. Die Luftfeuchte beträgt in der Regel mehr als 70%. Insgesamt fallen über 130 mm Niederschlag im Beobachtungszeitraum. Windgeschwindigkeiten über 12 m/s treten auf.

Tabelle 52: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 9

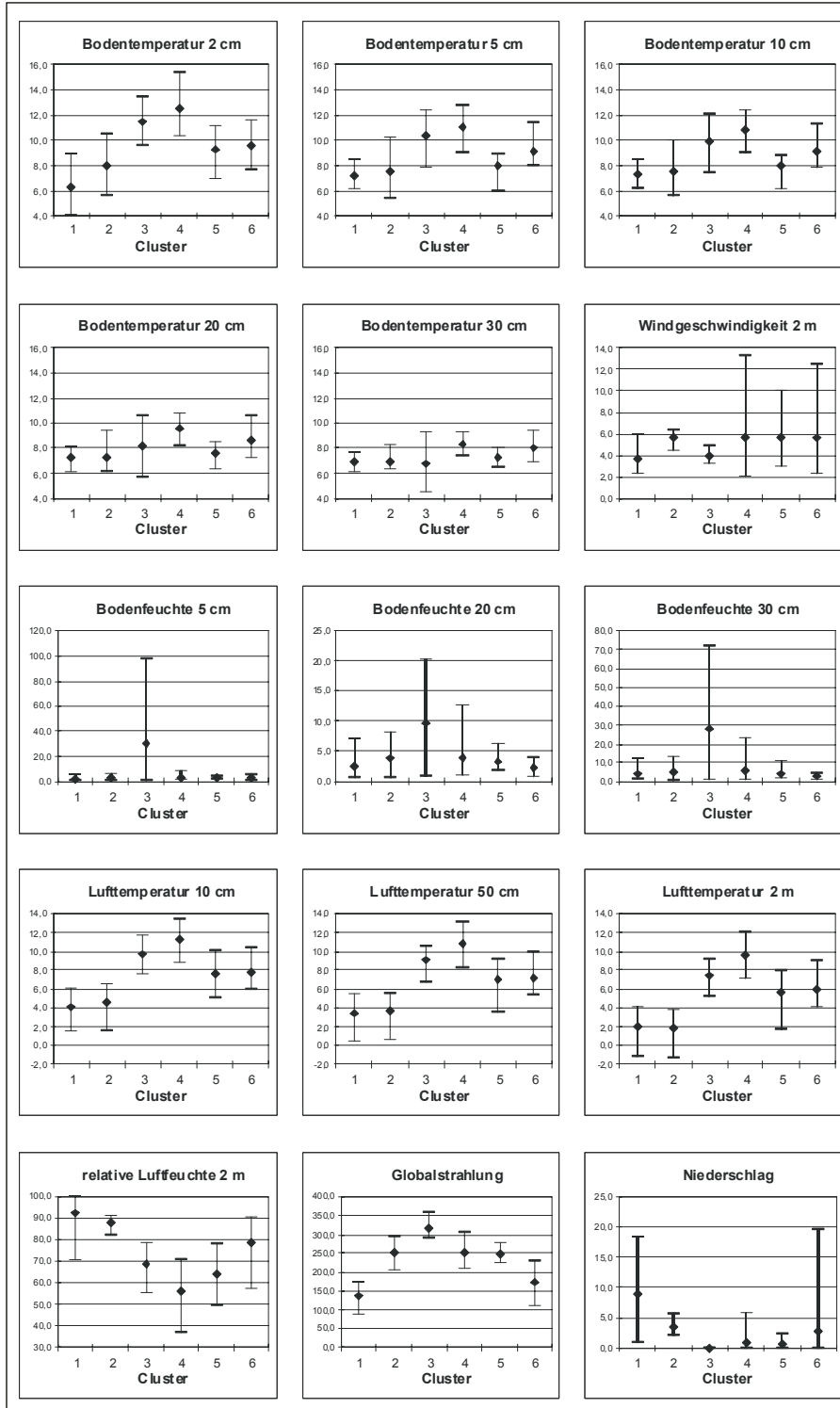
	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	14	6	7	21	11	19	77	
Globalstrahlung [W/m ²]	136	251	316	250	249	173		217
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	93	88	69	56	64	79		73
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	2,0	1,9	7,4	9,6	5,6	6,0		6,0
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	6,3	7,9	11,5	12,5	9,3	9,6		10,8
Niederschlagsmenge [mm]	62,3	14,0	0,2	12,2	5,8	39,6	134,0	
Niederschlag/Tag [mm]	4,5	2,3	0,1	3,2	0,5	3,3		2,8

Die Cluster sind relativ gleichmäßig verteilt (Tab. 52). Trotz der Gipfelage sind im Jahr 1998 Tage mit einem für eine Höhe von fast 3.000 m ü.d.M. relativ warmen Sommerwetter (Cluster 4) am stärksten vertreten, bei überdurchschnittlicher Globalstrahlung sowie für diesen Standort hohen Bodentemperaturen. Dieses Wetter herrschte vor allem im August, meist im Anschluss an trockene Tage, in denen die Globalstrahlung ihre höchsten Werte erreichte. Für starke konvektive Luftbewegungen unter solchen Bedingungen spricht eine hohe Variabilität der Windgeschwindigkeiten, der Luftfeuchte und der Niederschläge. Auch in trockenen Perioden (Cluster 3) herrscht unter diesen Bedingungen ein reger Stoffumsatz, solange die winterlichen Feuchtevorräte des Bodens noch nicht aufgebraucht sind.

Vor allem in Juli und August 1998 waren zwischen den trockenen und relativ warmen Sommertagen etwas kühlere Witterungsabschnitte zu beobachten (Cluster 6), insgesamt an 19 Tagen. Zu dieser Zeit zeigt eine geringere Globalstrahlung einen bedecktem Himmel an. Die Luftfeuchtigkeit ist relativ groß. Höhere Niederschläge treten häufiger auf, beispielsweise am 03.08.98 mit 20 mm und am 06.09.98 mit 23 mm. Die Lufttemperaturen bewegen sich im

Bereich der Mittelwerte der Beobachtungsperiode. Die Bodentemperaturen liegen deutlich darunter. Auch unter diesen Bedingungen sind unterschiedliche, zum Teil hohe Windgeschwindigkeiten gemessen worden. Niederschlag, Wind und Wolken markieren advektive Luftbewegungen.

Abbildung 57: Witterungsklimatische Parameter der Station S 9 (Höhe 2.905 m)



Wie in den feuchtwarmen Tagen handelt sich um Zeiten des Wachstums der alpinen Polsterfluren, auch um Tage, an denen bei ausreichender Bodenfeuchte trotz relativ geringer Bodentemperaturen Prozesse der chemischen Verwitterung ablaufen. Innerhalb der Steinpolygone bilden sich im Feinerdebereich Gleymerkmale aus. Die Humifizierung abgestorbener Pflanzenreste schreitet bis zur Bildung von Moder oder Torf voran. Es werden Huminsäuren

freigesetzt, die den niedrigen pH-Wert der Bodenlösung bestimmen. Mit den Niederschlägen kommt es zu Denudationsprozessen. Starkregen können die pedochemischen Prozesse nur kurzzeitig anregen, da durch die periglazialen Schuttdecken derartige Niederschläge rasch ablaufen. Dann ist das Ausmaß der Denudation beträchtlich. Man muss davon ausgehen, dass nach einem extremen Niederschlagsereignis der Feinerdeabtransport, aber auch die Grobschuttbewegungen erheblich größer waren als an allen anderen Sommertagen zusammengekommen.

Kaltluftinbrüche erfolgten oft nach dem Durchgang der (vor allem durch Cluster 6 markierten) Luftmassengrenze. Sie dauerten im Juni am längsten an und wirkten sich zu dieser Zeit auch am stärksten aus. Sie kamen aber auch im Juli vor. Bei bedecktem Himmel wurden sie an 14 Tagen beobachtet (Cluster 1), bei klarem Himmel lediglich an 6 Tagen (Cluster 2). In beiden Fällen sinken im Juni die Lufttemperaturen beträchtlich ab. Auch die Bodentemperaturen bleiben auf einem niedrigen Niveau. Windgeschwindigkeit und Niederschlag sind gering, die Luftfeuchte ist jedoch hoch. Der pflanzliche Stoffumsatz nimmt ab. Obwohl die 5°C-Grenze unterschritten wird, erlahmt er bei den Polsterfluren, die an alpine Bedingungen angepasst sind, nicht. Bodenchemische Reaktionen verlaufen träg.

Übergänge zwischen kühleren und wärmeren Zeiträumen (Cluster 5) sind entweder mit der Abkühlung eingeflossener wärmerer Luftmassen oder mit der Aufheizung von Kaltluft verbunden. Dies ist jeweils an einzelnen Tagen der Fall, die sich auf den gesamten Beobachtungszeitraum verteilen. Mittlere Lufttemperaturen sind die Regel. Bei relativ hoher Globalstrahlung treten geringe Werte der relativen Luftfeuchte auf. Es fallen kaum Niederschläge. Die Verhaltensweise der Landschaft verändert sich in diesen Tagen. Prozessabläufe der Vortage klingen langsam ab, beeinflussen aber noch einige Tage den Landschaftshaushalt.

Ordnet man die Clustereigenschaften in eine allgemeinen Kennzeichnung der Rahmenbedingungen für den Landschaftszustand am Westrand des Kharkhiraa ein (Tab. 53), so wird deutlich, dass hier im Sommer das Pflanzenwachstum vor allem an seine thermischen Grenzen stößt. Dies ist allerdings im unterschiedlichen Maß der Fall.

Tabelle 53: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 9

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C					1, 2		
< 10°C		3	5		4, 6		
10-20°C							
>20°C							
>25°C							

Auf Grund der Ergebnisse der Clusterung kann man für den Sommer 1998 im Gipfelbereich des Khukh Uul vier landschaftliche Zustandsformen unterscheiden. Unter Berücksichtigung der Gipfelage lassen sie sich (mit den in Tabelle 51 eingeführten Kurzbezeichnungen) wie folgt beschreiben:

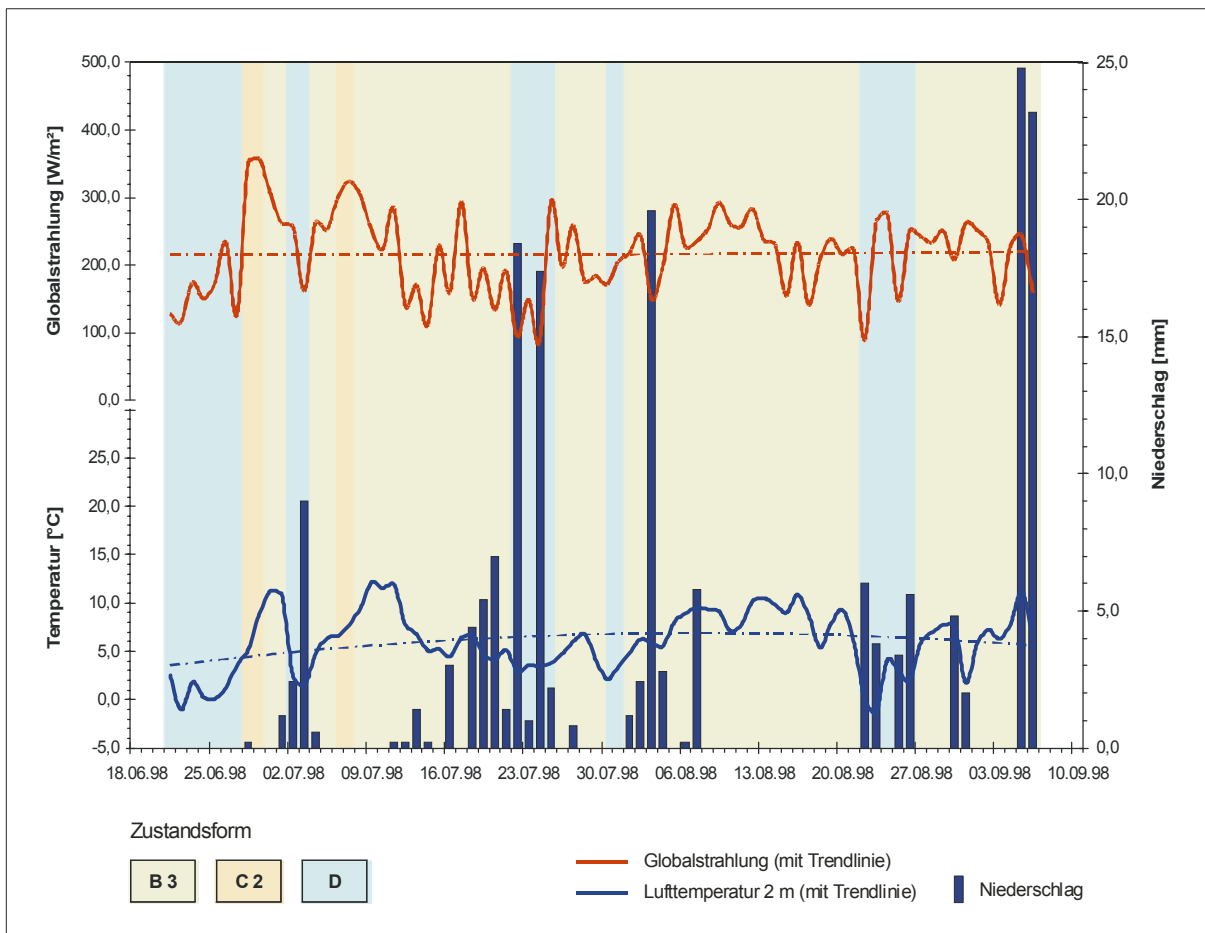
- B 3: Zeiträume mit mäßigem, aber kontinuierlichem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz, relativ warm, mit einigen, zum Teil starken Niederschlägen und hoher Luftfeuchte (Cluster 4, 6) und trockeneren Übergangsperioden zu anderen Zustandsformen (Cluster 5),
- C 2 Zeiträume mit mäßigem Energieumsatz sowie im Beobachtungszeitraum sich stark abschwächendem Wasser- und Stoffumsatz, relativ warm, Ende Juni und Anfang Juli von Feuchtereserven im Boden zehrend (Cluster 3),
- D Zeiträume mit stark verminderten Stoffumsatz bei Kälte (Cluster 1, 2)

Bei der zeitlichen Zuordnung der Cluster zu den Zustandsformen (Tabelle 1A im Anhang) muss die Tatsache beachtet werden, dass diese Zustandsformen sich beim Eintritt eines

neuen Witterungsabschnittes nicht abrupt ändern. Eintägige Cluster werden deshalb der jeweils vorangegangenen Zustandsform zugeschlagen. Dies gilt auch für die folgenden Stationen.

Die Phasen mit mäßigem, aber kontinuierlichem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (Zustandsformen B 3) dauern auf dem Gipfel des Khukh Uul im Sommer 1998 53 Tage an. Phasen mit vermindertem Wasser- und Stoffumsatz infolge Trockenheit (Zustandsform C 2) treten nur an 4 Tagen auf, wobei im Boden Restfeuchte vorhanden ist. Kältebedingte Phasen mit stark verminderten Stoffumsatz (Zustandsform D) sind jedoch an insgesamt 20 Tagen, Ende Juli, Ende Juli und Ende August, zu verzeichnen. Dies veranschaulicht Abbildung 58.

Abbildung 58: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 9



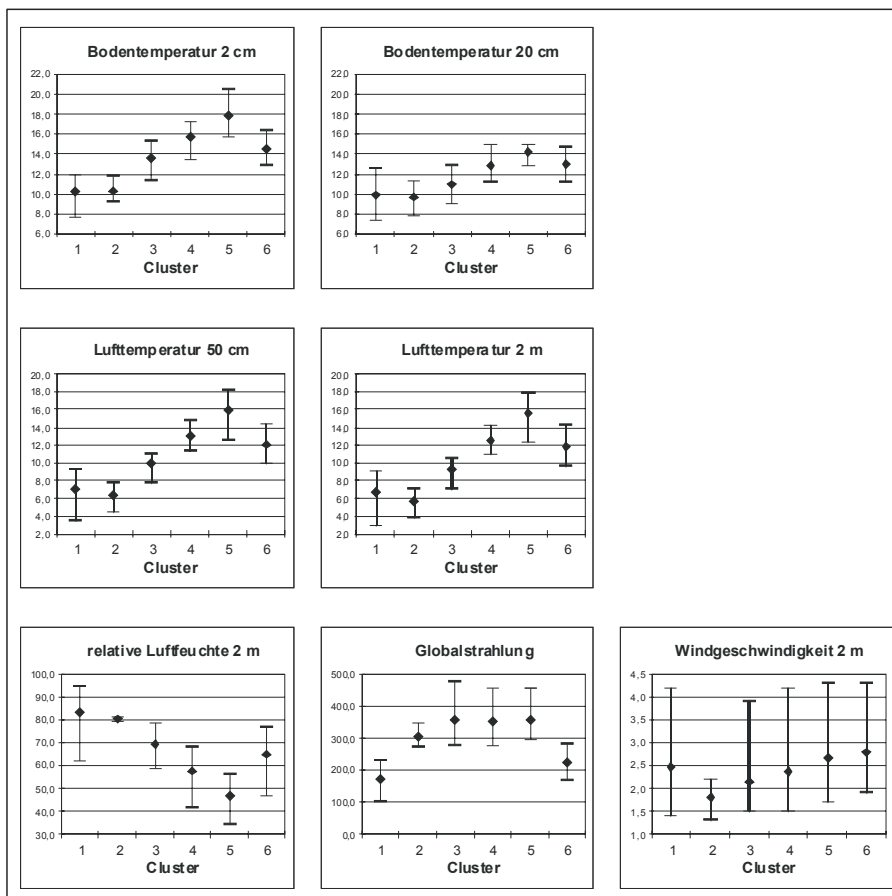
Vergleicht man die Abfolge der landschaftlichen Zustandsformen mit dem Niederschlags-gang, so zeigt sich, dass dieser den Durchzug von Kaltfronten anzeigt. Dies wird durch die Zustandsform D markiert. Die Temperaturen erreichen bei Warmluftvorstößen (Zustandsform B 3) ihre höchsten Werte. Hierbei treten Tagesmittel der Lufttemperatur bis zu 12°C auf.

Insgesamt weisen die Temperaturen bis Mitte August einen steigenden Trend auf. Die An-dauer der Tage eines relativ intensiven Energie- und Stoffumsatzes ist trotz der Strahlungs- und Temperaturmaxima Anfang Juli in den ersten beiden Dekaden des August 1998 am größten. Der Juni, im Tiefland der Mongolei die Periode des Pflanzenwachstums, ist im Gip-felbereich des Khukh Uul noch zu kalt. In der dritten Augustdekade kündigt sich der kom-mende Winter mit Tagesmitteltemperaturen um und unter 0°C an.

4.3.3. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 8

Auch 600 m unterhalb des Khukh Uul zeigen in der Umgebung des Messpunktes S 8 alpine Matten und Silberwurzfluren an, dass Exposition und Höhenlage die Erwärmung von Luft und Boden erheblich mindern. Trotz hoher Globalstrahlung ist es erheblich kühler als im Gebirgsvorland (vgl. Kap. 4.1.2). Dennoch heben sich die Messergebnisse des Sommers 1998 deutlich von denen der Gipfelstation ab (Abb. 59).

Abbildung 59: Witterungsklimatische Parameter der Station S 8 (Höhe 2235 m)



Die witterungsklimatischen Extreme der Gipfellege werden merklich abgeschwächt. An Station S 8 überschreiten die Tagesmittel der Lufttemperaturen in 2 m Höhe 16°C (01.07.1998, 16.08.1998). Minuswerte des Tagesmittel sind auch an kalten Tagen, mit Mitteln um 3°C (22.06.1998, 23.08.1998), nicht zu verzeichnen. Die Bodenoberfläche erwärmt sich auf Temperaturen bis zu 20°C (10.08.1998). Die Luftfeuchte sinkt an trockenen Tagen unter 30%. Die Windgeschwindigkeit ist im Tagesmittel nicht höher als 5 m/s. Die Cluster zeigen eine relativ gleichmäßige Verteilung (Tab. 54).

Tabelle 54: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 8

	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	13	4	11	20	14	16	78	
Globalstrahlung [W/m ²]	171	3048	358	351	356	226		295
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	83	80	69	58	47	65		64
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	6,7	5,7	9,3	12,6	15,6	11,7		11
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	10,2	10,3	13,6	15,6	17,8	14,4		14

Beim Durchgang von Luftmassengrenzen verringert sich die Globalstrahlung erheblich. Es bilden sich Wolkenfelder aus, und es kommt zu Niederschlägen, die den Boden kurz und stark durchfeuchten. Warme und feuchte Luftmassen (Cluster 6) bewirken in den alpinen

Matten einen intensiven Energie und Stoffumsatz. Im Boden wird Carbonat ausgewaschen. Dadurch bleibt die Bodenreaktion im sauren Bereich, trotz der fortschreitenden Verwitterung der zum Teil kalkhaltigen Gerölle und Geschiebe im Hangschutt.

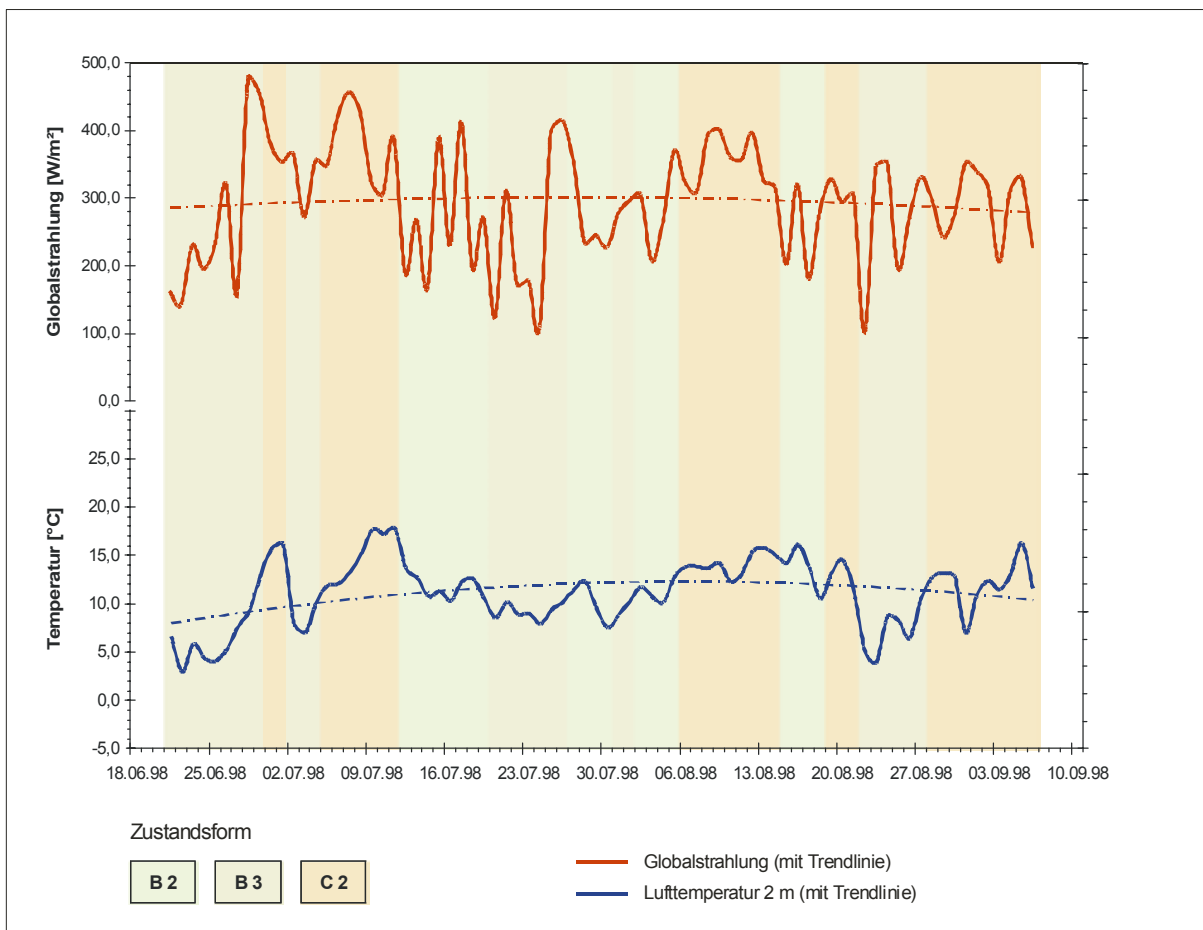
Während der Herrschaft ist der Stoffumsatz kalter Luftmassen schwächer. Durch die niedrigen Temperaturen werden trotz hinreichender Durchfeuchtung manche Prozessabläufe in den alpinen Matten und Silberwurzfluren behindert (Cluster 1). Im humusreichen Oberboden der Chernozeme spiegelt sich gebremster Humusabbau wider. Auch dann, wenn in der Kaltluft der Himmel aufklart (Cluster 2, 3), kann infolge der niedrigen Temperaturen das nunmehr hohe Energieangebot der Globalstrahlung nur unzureichend genutzt werden.

An sonnigen und relativ warmen Tagen (Cluster 4, 5) zeigen geringe Werte der Luftfeuchte Trockenheit an. Die Luft- und Bodentemperaturen liegen über dem Durchschnitt. Der Stoffumsatz in den alpinen Matten und Silberwurzfluren läuft dann relativ träge ab.

Zusammenfassend lassen sich, bezogen auf die Ergebnisse der Clusterung, für den Sommer 1998 im Hangbereich unterhalb des Khukh Uul drei landschaftliche Zustandsformen unterscheiden und zeitlich zuordnen (Tabelle 2A im Anhang):

- B 2: Zeiträume mit mäßigem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei ausgeglichenen Strahlungs-, Temperatur- und Feuchtwerten (Cluster 6),
- B 3: Zeiträume mit geringem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei geringen Temperatur- und hinreichenden Feuchtwerten (Cluster 1, 2, 3),
- C 2: Zeiträume mit eingeschränktem Wasser- und Stoffumsatz bei hohem Strahlungsgenuss, aber geringen Feuchtwerten (Cluster 4, 5).

Abbildung 60: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 8



Phasen eines kontinuierlichen Energie- und Stoffumsatzes im Landschaftshaushalt werden durch die Zustandsform B 2 an 20 Tagen angezeigt, durch die Zustandsform B 3 an 27 Tagen. Zusammen repräsentieren sie weit mehr als die Hälfte aller Tage des Beobachtungszeitraumes. Sie verteilen sich, wie am Gipfel des Khukh Uul, über Juli und August. Einen Rest von Winterkälte verdeutlicht die Zustandsform B 3 Ende Juni. Andererseits sind vor allem im August und September Zeiträume mit Wärme und Trockenheit, durch die Zustandsform C 2 beschrieben, zu beobachten. Sie dauern insgesamt 31 Tage an, viel länger als am Gipfel (Abb. 60).

Der Temperaturverlauf spiegelt sich in der Abfolge der Zustandsformen wider. Die Zustandsformen B 2 und C 2 sind mit wärmeren Abschnitten verknüpft. Die Tagesmittel überschreiten jedoch in dieser Höhenstufe nicht 20°C. Die Zustandsform B 3 weist Ende August auf einen Kaltlufteinbruch mit Tagesmitteln um 5°C hin.

Wie am Gipfel erweisen sich auch im Hangbereich unterhalb des Khukh Uul der Anfang des Juli, der August und der Anfang des September als die wärmsten Abschnitte des Sommers 1998. Es sind die Abschnitte, in denen ein ungestörter Energie- und Stoffumsatz in der Pflanzendecke und im Boden stattfindet. Der Juni ist für die alpinen Matten und Silberwurzfluren zu kalt, um intensive physiologische und bodenchemische Prozesse zu ermöglichen. Ende August zeichnet sich eine ähnliche Situation und damit der Übergang zur kalten Jahreszeit ab.

4.3.4. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 7

Lärchenwälder umgeben den nordexponierten Hangstandort am Messpunkt S 7. Sie sind mit Birken und Fichten durchmischt. Allerdings sind die Bestände licht, was auf einen hohen Lichtbedarf der Bäume während der Wachstumsperiode und die Konkurrenz der Kräuter hinweist. Darüber hinaus spricht die Dominanz der Lärchen dafür, dass die kältebedingte Trockenheit im Winter am besten von den Bäumen vertragen wird, die mit dem Abwerfen der Nadeln im Winter ihre Verdunstungsflächen minimieren.

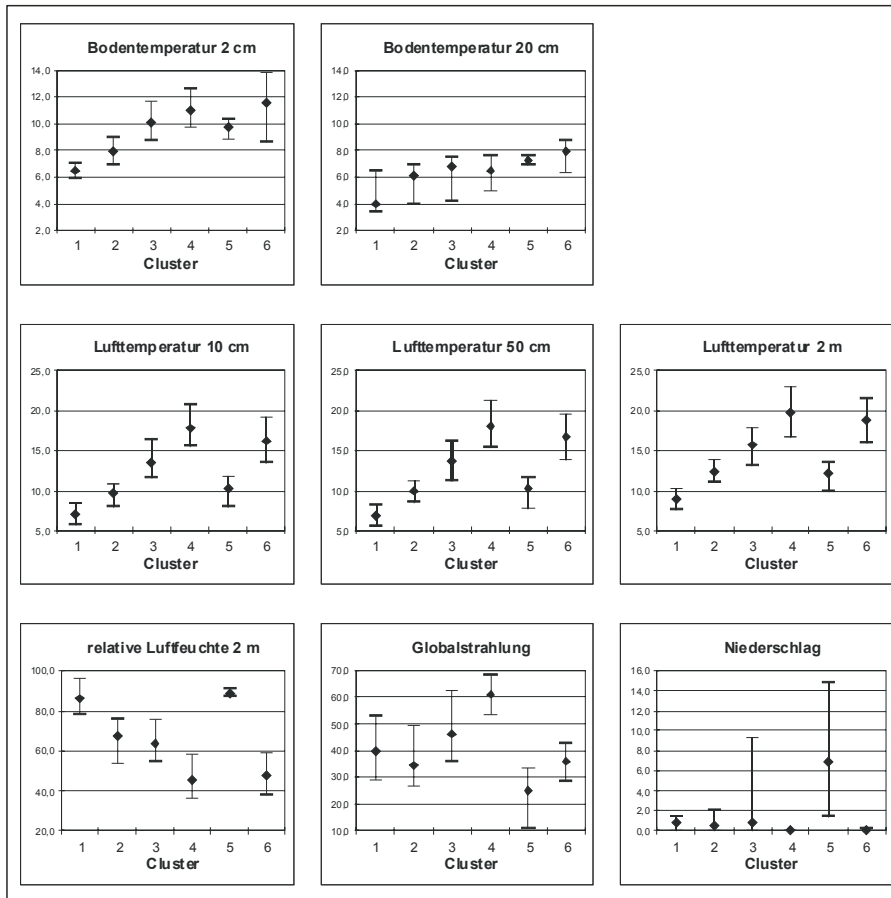
Das Geländeklima wird durch die Waldbedeckung geprägt, mit geringen Werten der Globalstrahlung und mit durch Interzeption deutlich verringerten Niederschlagsmengen aber auch niedrigen Verdunstungswerten (Abb. 61). Das Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung liegt bei 1:2. Einer Regenhöhe von 48 mm stehen 86 mm an potenzieller Evapotranspiration während der Beobachtungsperiode gegenüber.

Die Amplituden der Messwerte sind im Vergleich zu anderen Stationen gering. Dabei liegen die Mittel der Lufttemperaturen deutlich über denen der Bergtundra. In 2 m Höhe überschreiten sie an den wärmsten Tagen die 20°C-Grenze (01.07.1998, 13.08.1998). Sie sinken auch beim Einbruch extrem kalter Luft am 23.08.1998, der auf dem Gipfel des Khukh Uul Minusgrade mit sich bringt, nicht unter 6°C. Die Bodenoberfläche erwärmt sich dagegen bei weitem nicht so wie im Bereich der alpinen Polsterfluren. Im Mittel bleibt sie so kühl wie im Gipfelbereich.

Tabelle 55: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 7

	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	6	9	22	12	3	21	73	
Globalstrahlung [W/m ²]	40	34	46	61	25	36		43
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	86	67	64	45	89	48		59
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	8,9	12,3	15,7	19,8	12,1	18,8		16
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	6,5	7,9	10,1	11,0	9,7	11,6		10
Niederschlagsmenge [mm]	4,8	3,6	17,6	0,0	20,4	0,0	47,8	
Niederschlag/Tag [mm]	0,8	0,4	0,8	0,0	6,8	0,0		0,7

Abbildung 61: Witterungsklimatische Parameter der Station S 7 (Höhe 1.910 m)



Sonnette Tage werden bei hohem Sonnenstand unter dem lichten Lärchenwald auch durch überdurchschnittliche Werte der Globalstrahlung angezeigt. Niederschläge fallen zwar nur an wenigen Tagen, aber eine hinreichende Restfeuchte im Boden sowie mittlere Luft- und Bodentemperaturen sichern vor allem im Juli die andauernde Aktivität der Pflanzendecke und einen kontinuierlichen Stoffumsatz in den Waldböden (Cluster 3), meist dunkle Kastanozeme und Parachernozeme. Bei Frontdurchgängen können die Niederschläge sehr ergiebig sein (Cluster 5). An solchen Tagen sinken die Werte der Globalstrahlung stark ab.

Bei Sonnenhöchststand erreicht die Globalstrahlung Ende Juni und Anfang Juli die höchsten Werte (Cluster 4). Dann treten auch die höchsten Lufttemperaturen auf. Die Bodentemperaturen sind ebenfalls für diese Jahreszeit relativ hoch. Noch sind Feuchtereserven des Winters im Boden verfügbar (Abb. 62). Trotz der fehlender Niederschläge sind Pflanzenwachstum, Humifizierung und chemische Verwitterung im Boden möglich. Diese Feuchtereserven fehlen während der Trockenperioden im August (Cluster 6). Hier erreicht, bei flacheren Sonnenständen, nur ein kleiner Teil der im Offenland auftreffenden Globalstrahlung den Waldboden. Dennoch ist das Energieangebot ausreichend, um einen eingeschränkten pflanzlichen Stoffumsatz zu gewährleisten. Nach gelegentlichen Niederschlägen (Cluster 2) steht der Moosdecke auch Bodenwasser zur Verfügung.

Tabelle 56: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 7

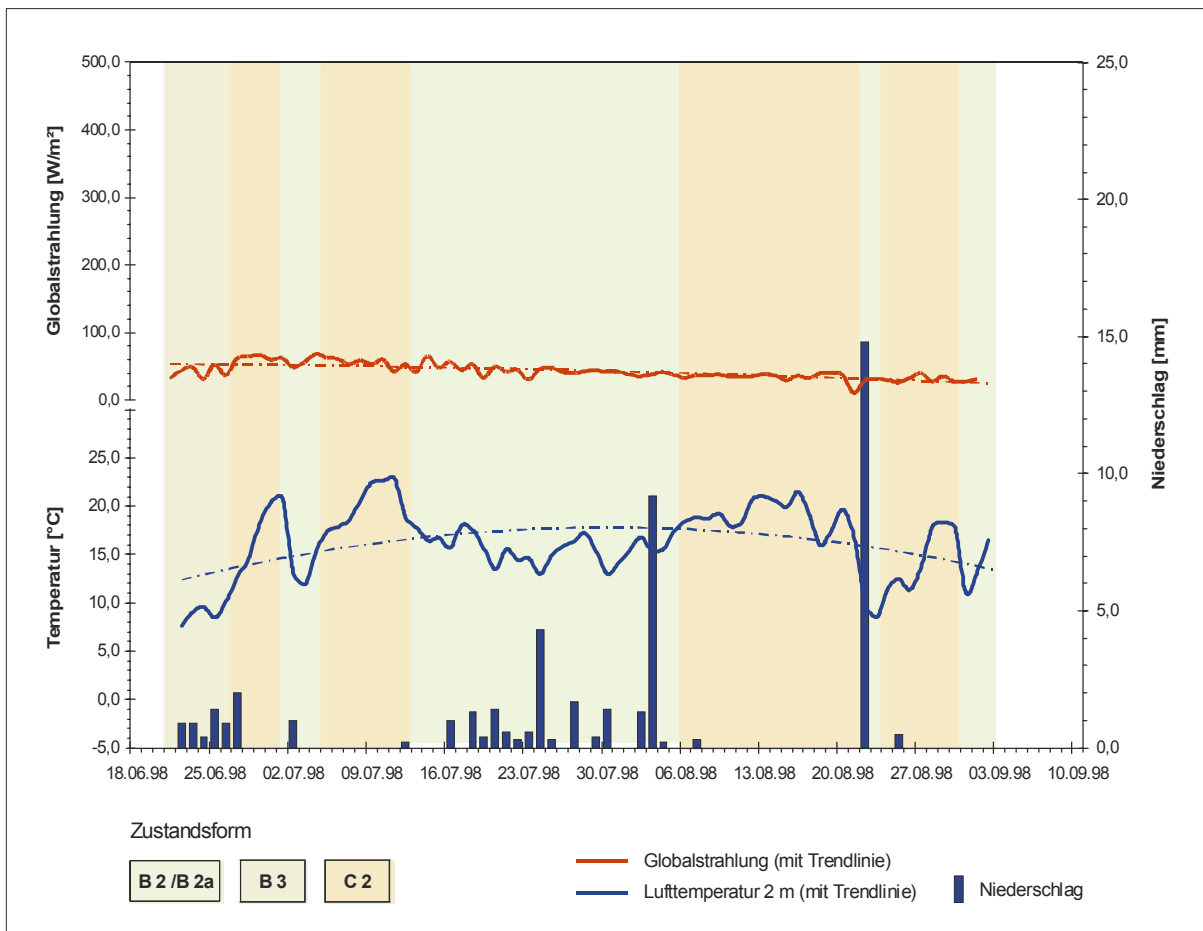
Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C				1			
10-20°C	4, 6		2	3		5	
>20°C							
>25°C							

Niedrigere Luft- und Bodentemperaturen (Cluster 1) markieren Zeiträume, in denen biochemische Prozesse nur träge ablaufen. Ähnlich verhält es sich mit dem Stoffumsatz im Boden. Dann ist es unerheblich, ob die Globalstrahlung im mittleren Bereich liegt oder darunter. Dabei werden Kaltlufteinbrüche vom Wald weitgehend abgeschirmt. Sie bestimmen allein im Juni und Ende August bzw. Anfang September über mehrere Tage das landschaftliche Prozessgefüge.

Generell kann man unter Bezug auf die Ergebnisse der Clusterung für den Sommer 1998 im Lärchenwald an den nordexponierten Hängen des Kharkhiraa vier landschaftliche Zustandsformen unterscheiden und zeitlich zuordnen (Tabelle 3A im Anhang).

- B 2: Zeiträume mit kontinuierlichem Energie-, Wasser und Stoffumsatz bei unterschiedlichen Niederschlagsspenden (Cluster 3),
- B 2a: Zeiträume mit wechselndem Energie-, Wasser und Stoffumsatz bei zeitweise hohen Niederschlagsspenden (Cluster 5),
- B 3: Zeiträume mit geringem Energie-, Wasser und Stoffumsatz bei niedrigen Temperaturen und schwachen Niederschlägen (Cluster 1),
- C 2: Zeiträume mit hohem Energieumsatz sowie mäßigem Wasser- und Stoffumsatz bei Bodenrestfeuchte (Cluster 2, 4, 6).

Abbildung 62: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 7



Es zeigt sich, dass im Bergwald weniger unterschiedliche Zustandsformen auftreten als in der alpinen Höhenstufe oberhalb der Waldgrenze, die meistens aber länger andauern. Die Zustandsform B 2 währt 31 Tage, die Zustandsform C 2 34 Tage. Die ausgleichende Wir-

kung der Baumschicht gegenüber witterungsklimatischen Einflüssen spiegelt sich hierin wider (Abb. 62).

Da der größte Teil des Strahlungsumsatzes an der Obergrenze der Baumschicht erfolgt und durch Interzeption nur Teile der spärlichen Regenfälle den Boden erreichen, andererseits aber auch die Evaporation des Bodens gering ist, tritt während des Sommers innerhalb des Waldes und im Waldboden keine sprunghafte Veränderung des Prozessgefüges ein. Die In 2 m Höhe gemessenen Werte der Globalstrahlung werden soweit gedämpft, dass sie sich kaum von der Trendlinie unterscheiden.

Die Zustandsform B 3, die Ende Juni kältebedingt auftritt, kennzeichnet die langsame Erwärmung des Waldes. Erst von Ende Juni an ist ein kontinuierlicher Verlauf der biochemischen und pedochemischen Prozesse im Lärchenwald gewährleistet. Der Stoffumsatz wird durch zwei Warmluftvorstöße in der ersten Julihälfte gefördert, in deren Gefolge die Tagesmittel auch an der Station S 7, in 1.900 m Höhe, 20°C überschreiten. Diese wiederholen sich im August, dann allerdings bei Trockenheit. In dieser Phase verringert sich die Intensität der Stoffumsatzes (Zustandsform C 2).

Die Zustandsform B 2a markiert den Starkregen am 22.08.1998. An diesem Tag registrierte der Regenschreiber eine Niederschlagspende von 14,8 mm. Der Kaltlufteinbruch, der den Starkregen auslöste, machte sich im Temperaturgang des Lärchenwaldes allerdings erst am 23.08.1998 bemerkbar. Beide Tage werden durch die Zustandsform 2a ausgewiesen.

Die Phasen eines kontinuierlichen Stoffumsatzes dauern im Lärchenwald an den nordexponierten Hängen des Kharkhiraa länger an als in den Hanglagen oberhalb der Baumgrenze. Im Juli und Teilen des August sind gute Bedingungen für die Existenz der Baum- und Strauchschicht gegeben.

4.3.5. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 6

Grasland bedeckt die südexponierten Hänge der Bergwaldsteppe. Es handelt sich um eine trockene Wiesensteppe, in der Seggen und Straußgras dominieren. Der Messpunkt S 6 ist weit mehr der Sonne ausgesetzt als der Messpunkt S 7, der sich im nordexponierten Lärchenwald auf gleicher Höhe befindet. Das Verhältnis von Niederschlag zur potenziellen Verdunstung beträgt 1:5. Im Sommer 1998 stehen 81 mm Niederschlag in Relation zu 390 mm potenzieller Verdunstung. Die potenzielle Verdunstung der Wiesen in Südexposition übersteigt damit die des Waldes um das Vierfache (Abb. 61, Abb. 63).

Unter diesen Bedingungen ist das Wachstum von Gehölzen nicht möglich. Allerdings zeugen im Übergangsbereich von Nord- zu Südexposition isolierte Baumgruppen auch davon, dass die Beweidung zur Versteppung beigetragen hat.

Tabelle 57: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 6

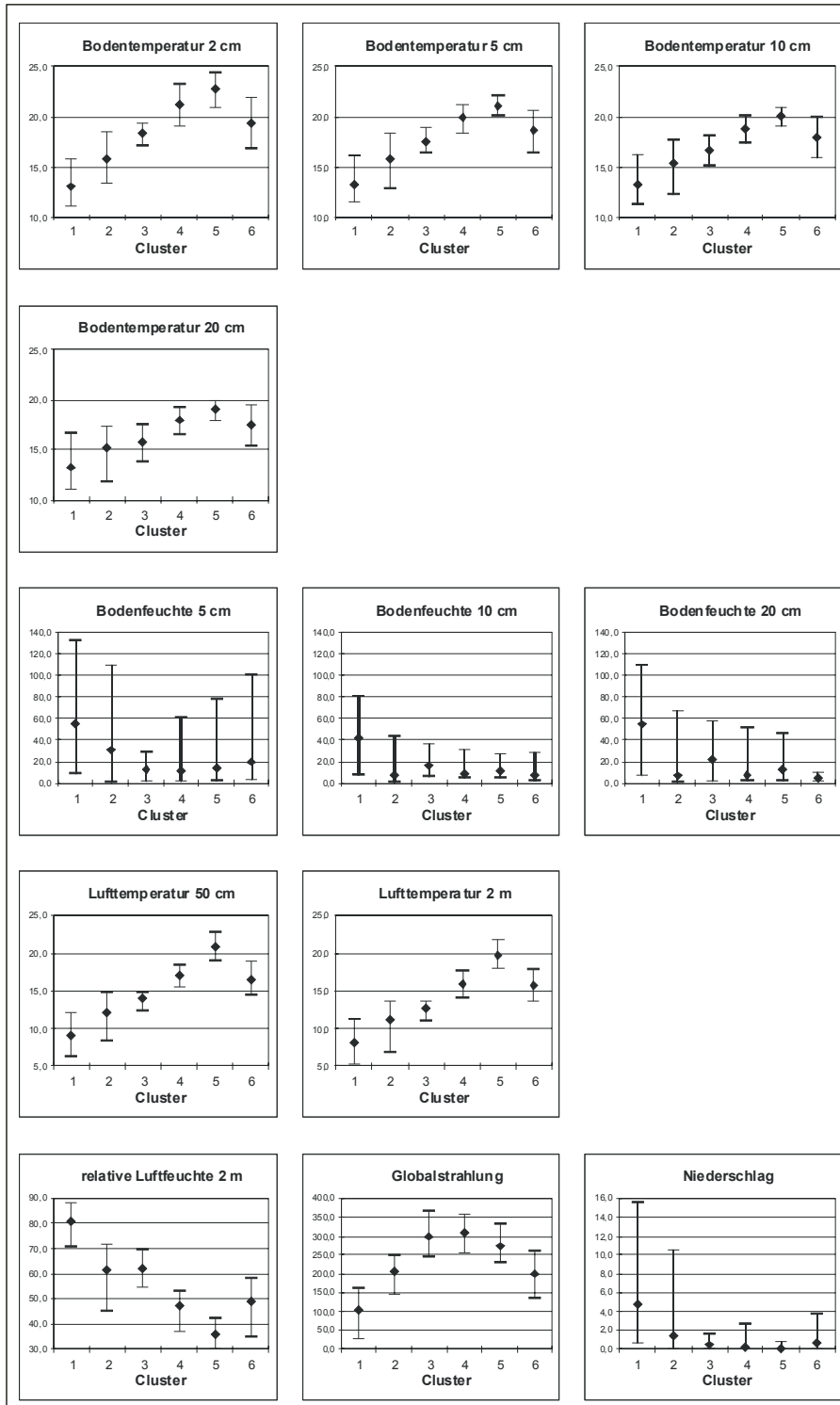
	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	8	17	5	13	11	19	73	
Globalstrahlung [W/m ²]	104	207	298	307	272	201		228
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	81	61	62	47	36	49		54
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	8,0	11,1	12,7	15,9	19,7	15,6		14,2
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	13,1	15,9	18,3	21,2	22,8	19,4		18,6
Niederschlagsmenge [mm]	37,6	23,8	2,0	2,6	1,1	11,4	78,1	
Niederschlag/Tag [mm]	4,7	1,4	0,4	0,2	0,1	0,6		1,1

An den südexponierten Hängen erreicht die Globalstrahlung sehr hohe Werte (Abb. 63). Dies spiegelt sich jedoch an den meisten Tagen nicht in den Lufttemperaturen, sondern in den Temperaturen der Bodenoberfläche wider. Dies spricht für eine starke Durchmischung der bodennahen Luft an den offenen Hängen der Wiesensteppe und zeigt, dass der Strahlungs-

umsatz an der Bodenoberfläche erfolgt. Die Temperaturen an der Bodenoberfläche überschreiten hier, in fast 2.000 m Höhe, an 28 Tagen die Schwelle von 20°C. Im Wald, auf gleicher Höhe, ist das nie der Fall. In 20 cm Tiefe unter der Steppe ist es bis zu 10 K wärmer als in den Waldböden. Dementsprechend gering sind die Werte der Bodenfeuchte. Vielfach liegen sie unter 2 Vol%.

Cluster 3, 4 und 5 weisen hohe Werte der Globalstrahlung auf. Cluster 6 und Cluster 2 besitzen die höchsten Andauerwerte. Beide markieren Tage mittlerer Globalstrahlung. Einen bedeckten Himmel und Regen zeigt Cluster 1 an (Tab. 57).

Abbildung 63: Witterungsklimatische Parameter der Station S 6 (Höhe 1.910 m)



Die wärmsten Tage liegen Ende Juni, in der ersten Hälfte des Juli und Mitte August (Cluster 5). Mit Tagesmitteln über 21°C werden Spitzenwerte erreicht (09.-11.07.1998). Sie übersteigen nicht die des Waldes in gleicher Höhenlage. Es fällt fast kein Niederschlag. Die Verdunstung erreicht hohe Werte, Gräser und Kräuter trocknen aus. Carbonate, die durch Sicker- oder Hangwasser gelöst worden sind, können unter diesen Bedingungen ausgefällt und im Unterboden an den Carbonatanreicherungshorizont des typischen Kastanozems angelagert werden. Das Gleiche gilt zwischen Juli und Anfang September auch für etwas kühlere Tage, an denen die Bodentemperaturen hoch bleiben (Cluster 4). Auch dann herrscht extreme Trockenheit.

Trotz höherer Globalstrahlung überschreiten die Temperaturen an anderen Tagen im Juli und August nicht 20°C. Dabei handelt es sich einerseits um Zeiträume mit höherer Luftfeuchte und mittleren Bodentemperaturen (Cluster 3), andererseits um Perioden mit geringer Luftfeuchte und etwas höheren Bodentemperaturen (Cluster 6). Es fällt gelegentlich Niederschlag. Die Pflanzen der Wiesensteppe zehren zwischenzeitlich von den Feuchtereserven der Lössdecke.

Bedeckter Himmel und Niederschläge zeigen Frontdurchgänge an (Cluster 2). Dies ist Ende Juli sowie Anfang und Ende August der Fall. Mit 10,5 mm ist die Niederschlagsspende am 03.08.1998 besonders ergiebig. An solchen Tagen liegen die Werte der Globalstrahlung unter dem Durchschnitt des Beobachtungszeitraumes. Gleiches gilt für die Temperaturen. Der Energie- und Stoffumsatz in der Pflanzendecke und im Boden wird aber dadurch nur in dem Maße behindert, wie bei starkem Regen oberflächlich abfließendes Hangwasser die Humushorizonte kappt. An anderen Tagen herrschen günstige Bedingungen für die Wasserversorgung der Pflanzen und den Ionenaustausch im Boden bzw. vom Boden zur Pflanze.

Kaltlufteinbrüche bei Frontendurchgang sind mit den niedrigsten Luft- und Bodentemperaturen des Beobachtungszeitraumes, Regenfällen und starker Bewölkung sowie hoher Luftfeuchte verbunden (Cluster 1). Am 22.08.1998 werden 15,6 mm Niederschlag gemessen. Bodenerosion und Hangabtragung erreichen an einem solchen Tag Spitzenwerte (BORK et al. 1998). Der Stoffumsatz in Pflanze und Boden wird abrupt gestört.

Wenn man die Clustermerkmale den thermischen und hygrischen Rahmenbedingungen für den Landschaftszustand am Westrand des Kharkhiraa zuordnet, dann zeigt sich, dass bei gleichem Temperaturniveau wie im Bergwald die Spannweite der Niederschläge in der höheren Wiesensteppe größer geworden ist (Tab. 58).

Tabelle 58: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 6

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C					1		
10-20°C		4, 5	3	6	2		
>20°C							
>25°C							

Vor diesem Hintergrund lassen sich im Sommer 1998 fünf landschaftliche Zustandsformen für die oberen Lagen der Wiesensteppe an den südexponierten Hängen des Kharkhiraa unterscheiden sowie zeitlich einordnen (Tabelle 4A im Anhang):

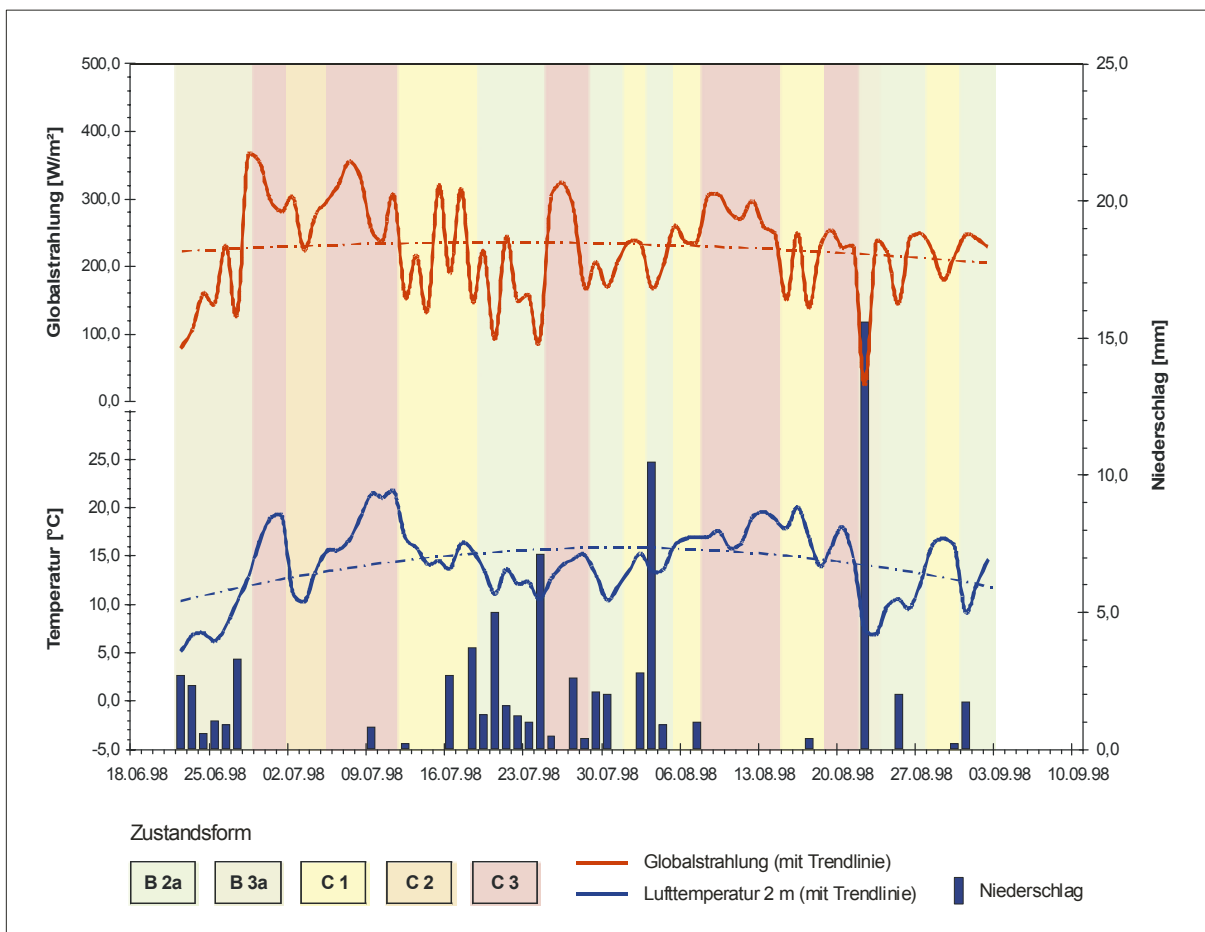
- B 2a Zeiträume mit kontinuierlichem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei mäßigen Temperaturen, gelegentlichen Niederschlägen und mäßiger Bodenfeuchte, bei Starkregen unterbrochen und erheblich verändert durch Bodenerosion (Cluster 2),
- B 3a: Zeiträume mit geringem Energieumsatz, häufigen Niederschlägen und hoher Bodenfeuchte, bei Starkregen unterbrochen und erheblich verändert durch Bodenerosion (Cluster 1),

- C 1 Zeiträume mit hohem Energieumsatz sowie mäßigem Wasser- und Stoffumsatz bei gelegentlichen Niederschlägen, mittleren Temperaturen und wechselnder Bodenfeuchte (Cluster 6),
- C 2 Zeiträume mit hohem Energieumsatz sowie meist mäßigem Wasser- und Stoffumsatz bei vereinzelt Niederschlägen, mittleren Temperaturen und meist geringer Bodenfeuchte (Cluster 3),
- C 3: Zeiträume mit hohem Energieumsatz und niedrigem Stoffumsatz infolge Trockenheit (Cluster 4, 5).

Auffällig ist, dass an den südexponierten Hängen der Wiesensteppe nicht nur mehr Zustandsformen als im nordexponiertem Bergwald auf gleicher Höhe auftreten, sondern dass auch deren Andauerwerte deutlich geringer sind. Im Juli, in dem der Lärchenwald zwei Wechsel der Zustandsform aufweist, sind in der Steppe sechs Wechsel von Zustandsformen zu beobachten. Dies verdeutlicht, dass hier die Pufferwirkung der Baumschicht fehlt und witterungsklimatische Einflüsse viel direkter auf den Landschaftszustand einwirken (Abb. 64).

Dabei überwiegen während des Sommers 1998 in der Wiesensteppe Zustandsformen, die Trockenheit anzeigen. Sie nehmen fast zwei Drittel des Beobachtungszeitraumes ein: Bei der Zustandsform C 3 handelt es sich um 24 Tage, bei C 2 um 3 Tage und bei C 1 um 19 Tage. eine bessere Feuchteversorgung von Boden und Pflanze markieren die Zustandsform B 3a an 9 Tagen und die Zustandsform B 2a an 18 Tagen.

Abbildung 64: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 6



Nachdem die Feuchtereserven aus dem Juni aufgebraucht sind, erlahmt der Stoffumsatz in Boden und Pflanzen in der trockenen ersten Julihälfte. Mitte August ist der Boden erneut

ausgetrocknet (Zustandsform C 3). Dazwischen wird Ende Juli und Anfang August der Boden kräftig durchfeuchtet.

Extremsituationen, nach kräftigen Niederschlägen, verändern nicht nur am 22.08.1998 (Zustandsform B 3a), sondern auch am 03.08.1998 (Zustandsform B 2a) kurzfristig das Prozessgefüge. Dagegen bringen die Warmluftvorstöße in der ersten Julihälfte, in deren Gefolge die Tagesmittel in 1.900 m Höhe 20°C überschreiten, keinen Niederschlag. Gleiches gilt für die warmen Tage im August.

Die Tage, in denen der Wasser- und Stoffumsatz in Boden und Pflanzen kontinuierlich ablaufen kann und durch die Zustandsformen B 2a und B 3a (ohne Starkregentage insgesamt 25) bei mittleren bis relativ niedrigen Temperaturen angezeigt werden, sind zwischen Ende Juli und Anfang September breit gestreut.

4.3.6. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 5

Auch die Station S 5 liegt im waldfreien Bereich der Bergwaldsteppe. Sie befindet auf der Höhe der unteren Waldgrenze, das heißt, im Übergangsbereich von der Wiesensteppe zur Trockensteppe. Die mittleren Lufttemperaturen sind 100 m unterhalb der Station S 6 um 0,8 K höher als dort. Die potenzielle Verdunstung ist im Sommer 1998 – bei fast gleichen Niederschlagswerten – um 40 mm größer (Abb. 65).

Niederschlag und potenzielle Verdunstung stehen im Verhältnis 1:5. Die Dichte der Vegetationsdecke nimmt ab. Zwischen Straußgras und Seggen der trockenen Wiesensteppe breiten sich Horstgräser, meist Federgras oder Schillergras, aus.

Für mehr als die Hälfte des Beobachtungszeitraumes ist eine hohe Einstrahlung charakteristisch (Tab. 59). Wie in der Wiesensteppe an der Station S 6 äußert sich das vor allem in den Temperaturen der Bodenoberfläche. Sie überschreiten auch hier an über 20 Tagen 20°C. In 5 cm Tiefe sinken an 16 Tagen die Werte der Bodenfeuchte unter 5 Vol%. Ende Juni ist die Restfeuchte der Schneeschmelze im Boden erkennbar. Im Juli und August zeichnen sich die Niederschläge in der Bodenfeuchte ab. Deren Werte können dann 20 Vol% übersteigen.

Cluster 3, 4 und 5 zeigen hohe Werte der Globalstrahlung an. Cluster 4 und Cluster 2 weisen die höchsten Andauerwerte auf. Cluster 2 kennzeichnet zusammen mit Cluster 1 kühle und feuchte Tage (Tab.59).

Tabelle 59: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 5

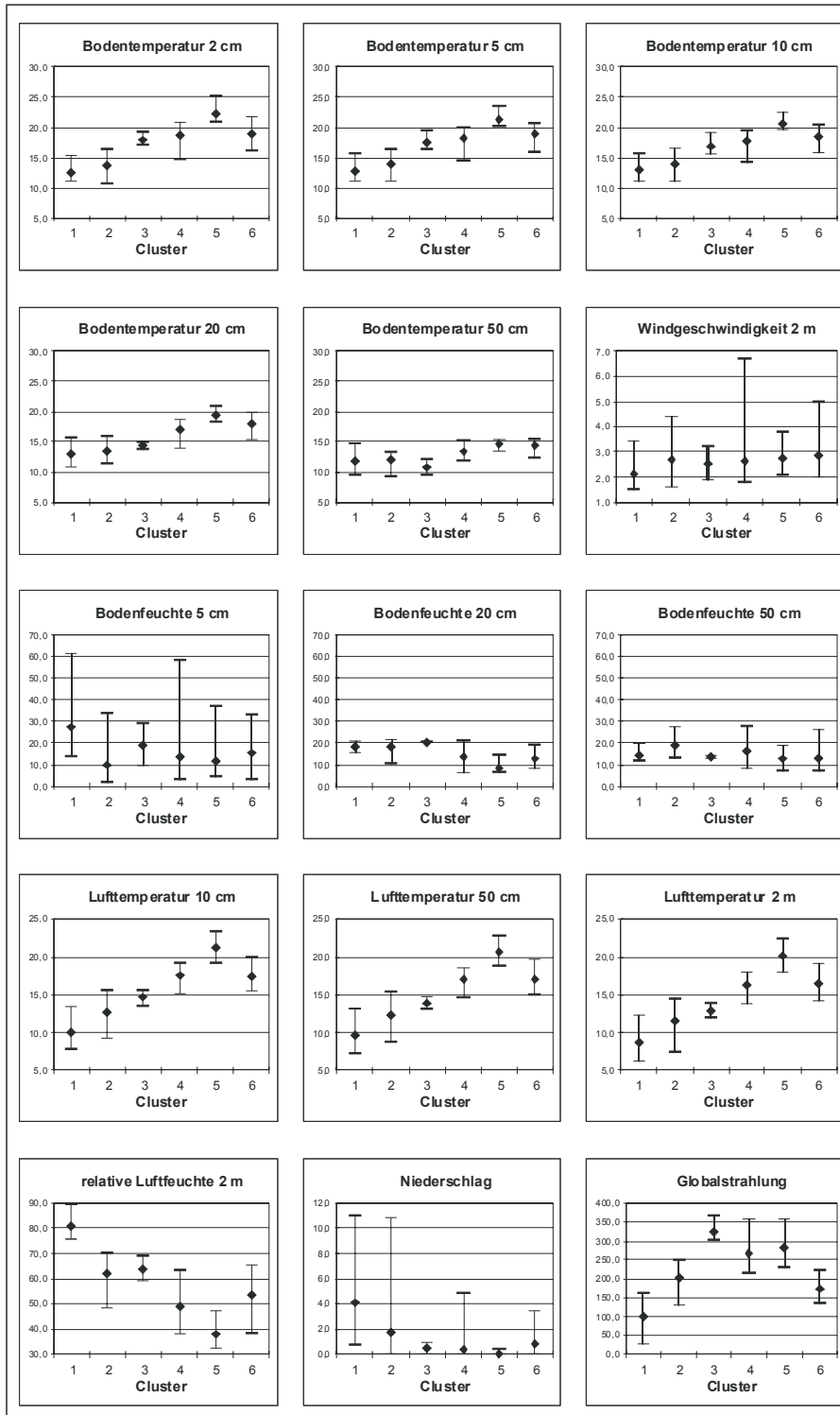
	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	7	16	3	23	13	11	73	
Globalstrahlung [W/m ²]	100	202	324	269	281	175		220
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	81	62	64	49	38	54		54
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	8,7	11,6	12,9	16,2	20,1	16,4		15,0
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	12,6	13,8	17,9	18,7	22,3	19,1		17,5
Niederschlagsmenge [mm]	28,7	28,8	1,2	9,2	0,0	9,9	80	
Niederschlag/Tag [mm]	4,1	1,8	0,4	0,4	0,0	0,9		1,1

Tage ohne Niederschlag werden durch Cluster 5 markiert. Sie treten Anfang Juli und Mitte August auf. Die Pflanzendecke trocknet in dieser Zeit stark aus. Wenn keine Feuchtereserven in der Lössdecke vorhanden sind, nimmt der Wassergehalt der Kastanozeme erheblich ab. Dies ist vor allem im Juli der Fall (Abb. 66). Übersättigte Bodenlösungen imprägnieren dann den Boden mit Calcium.

Ähnliche Bedingungen, hohe Globalstrahlung und fast kein Niederschlag, werden durch die Cluster 3 und 4 beschrieben, allerdings bei geringeren Temperaturen. Diese Tage sind sonnig, Cluster 4 kennzeichnet Abschnitte, in denen gelegentlich Windspitzen über 6 m/s auftreten.

ten. Dann erreicht die Verdunstung hohe Werte. In solchen Perioden werden die Pflanzen schlecht mit Wasser versorgt, und es kann im Kastanozem zu Lösungsaufstieg und -niederschlag kommen. Etwas feuchtere Luftmassen und stärkere Bewölkung zeigt Cluster 6 an. Luft- und Bodentemperaturen liegen über dem Durchschnitt des Sommers 1998. Ab und an regnet es. Bei mäßiger bis geringer Durchfeuchtung des Bodens sind die Grundbedingungen für den Ionenaustausch innerhalb des Bodens und mit den Pflanzen zeitweise gegeben. Dies ist Mitte und Ende Juli der Fall.

Abbildung 65: Witterungsklimatische Parameter der Station S 5 (Höhe 1.800 m)



Cluster 2 beschreibt häufige Niederschläge, verbunden mit Frontendurchgängen. Sie treten Ende Juni, Ende Juli und Ende August auf. Die Luft- und Bodentemperaturen liegen in die-

sen Tagen unter den Mittelwerten der Beobachtungsperiode, unterschreiten im Mittel aber nicht 10°C. Der Stoffumsatz in Boden und Pflanze wird dadurch nicht behindert. Die Verdunstung nimmt ab. Eine relativ hohe Bodenfeuchte sichert die Wasserversorgung der Pflanzen und gewährleistet den Stoffumsatz in Boden und Pflanze. Bei starkem Regen zerstört jedoch oberflächlich abfließendes Hangwasser den Oberboden, so am 23.07.1998 und am 10.08.1998.

Ende Juni liegen die Lufttemperaturen unter 10°C. Beim Durchzug einer Kaltfront ist die frühlommerliche Erwärmung zunächst unterbrochen worden. Dies blockiert das Pflanzenwachstum. Cluster 1 kennzeichnet derartige Zeiten mit starker Bewölkung, hoher Luftfeuchtigkeit und täglichen Niederschlägen. Der Oberboden wird stark durchfeuchtet. Aber auch im Unterboden ist ausreichend Wasser vorhanden, so dass die pedochemischen Prozessabläufe nicht behindert werden, zumal die Bodentemperaturen nicht unter 10°C absinken, in 15 cm Tiefe sogar 15°C überschreiten. Allerdings kann ein extremes Niederschlagsereignis den Stoffumsatz in Pflanze und Boden abrupt verändern. Dies ist am 22.08.1998 der Fall. 11 mm Niederschlag werden an diesem Tag gemessen.

Die Zuordnung der Clustermerkmale zu den thermischen und hygrischen Rahmenbedingungen für den Landschaftszustand am Westrand des Kharkhiraa zeigt, dass die Streuung der Niederschläge ebenso wie die Temperaturspannen im unteren Bereich der Wiesensteppe gegenüber den oberen Lagen gestiegen sind (Tab. 60). Die Temperaturspitzen liegen höher.

Tabelle 60: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 5

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C					1		
10-20°C			3, 4	6	2		
>20°C	5						
>25°C							

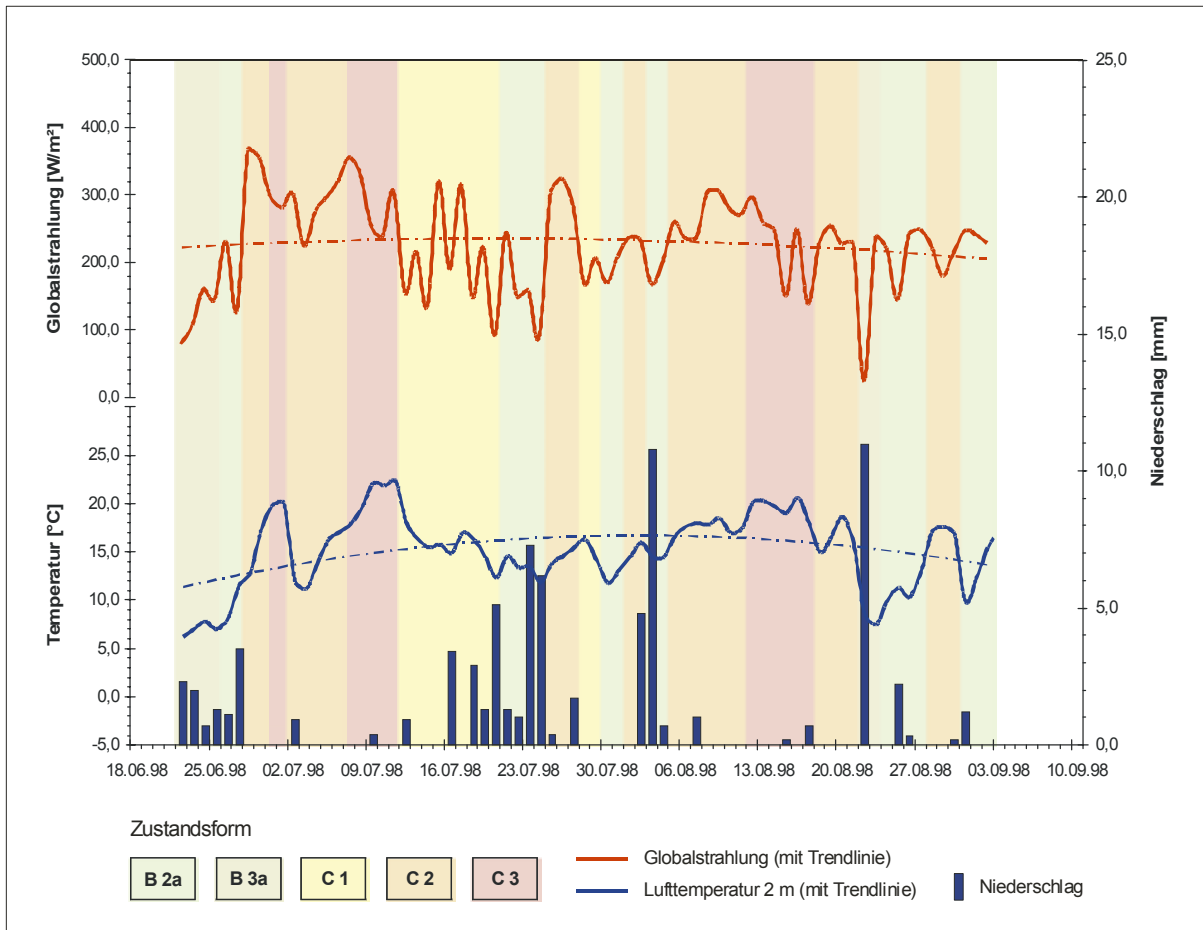
So kann man auf Grund der Clusterung der Messwerte in den unteren Lagen der Wiesensteppe an den südexponierten Hängen des Kharkhiraa fünf Zustandsformen ausgliedern und zeitlich zuordnen (Tabelle 5A im Anhang):

- B 2a Zeiträume mit kontinuierlichem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei mäßigen Temperaturen, gelegentlichen, meist geringen Niederschlägen und mäßiger Bodenfeuchte, bei Starkregen unterbrochen und erheblich verändert durch Bodenerosion (Cluster 2),
- B 3a: Zeiträume mit kontinuierlichem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei relativ geringen Temperaturen, häufigen Niederschlägen und hoher Bodenfeuchte, bei Starkregen unterbrochen und erheblich verändert durch Bodenerosion (Cluster 1),
- C 1: Zeiträume mit meist hohem Energieumsatz und meist geringem Stoffumsatz, mit hohen Temperaturen und vorherrschender Trockenheit sowie vereinzelt Niederschlägen (Cluster 6)
- C 2: Zeiträume mit hohem Energieumsatz und geringem Stoffumsatz, bei hohen Temperaturen und vorherrschender Trockenheit sowie vereinzelt geringen Niederschlägen (Cluster 3, 4),
- C 3: Zeiträume mit hohem Energieumsatz und sehr niedrigem Stoffumsatz infolge extremer Trockenheit (Cluster 5).

Die Zeiten mit ausreichender Durchfeuchtung (Zustandsformen B 2a und B 3a) umfassen weniger als ein Drittel des Beobachtungszeitraumes (21 von 73 Tagen). Sie konzentrieren sich auf Ende Juni, auf die zweite Julihälfte, auf Anfang und Ende August sowie Anfang Sep-

tember (Abb. 66). Dem stehen 13 extrem trockene Tage (Zustandsform C 3) und 37 Tage mit erheblichen Trockenheitsbelastungen für die Pflanzendecke (Zustandsformen C 1 und C 2) gegenüber.

Abbildung 66: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 5



Ein Vergleich mit den Niederschlagsereignissen verdeutlicht, wie stark in der Wiesensteppe Aktivphasen des Landschaftshaushaltes mit Regenfällen verknüpft sind (Abb. 66). Sowohl Ende Juni als auch Ende Juli sowie Anfang und Ende August markieren Regenfälle die Phasen mit meist kontinuierlichem Energie- und Stoffumsatz (Zustandsformen B 2a, B 3a). Davon zehren auch die Folgetage Ende August (Zustandsform B 2a).

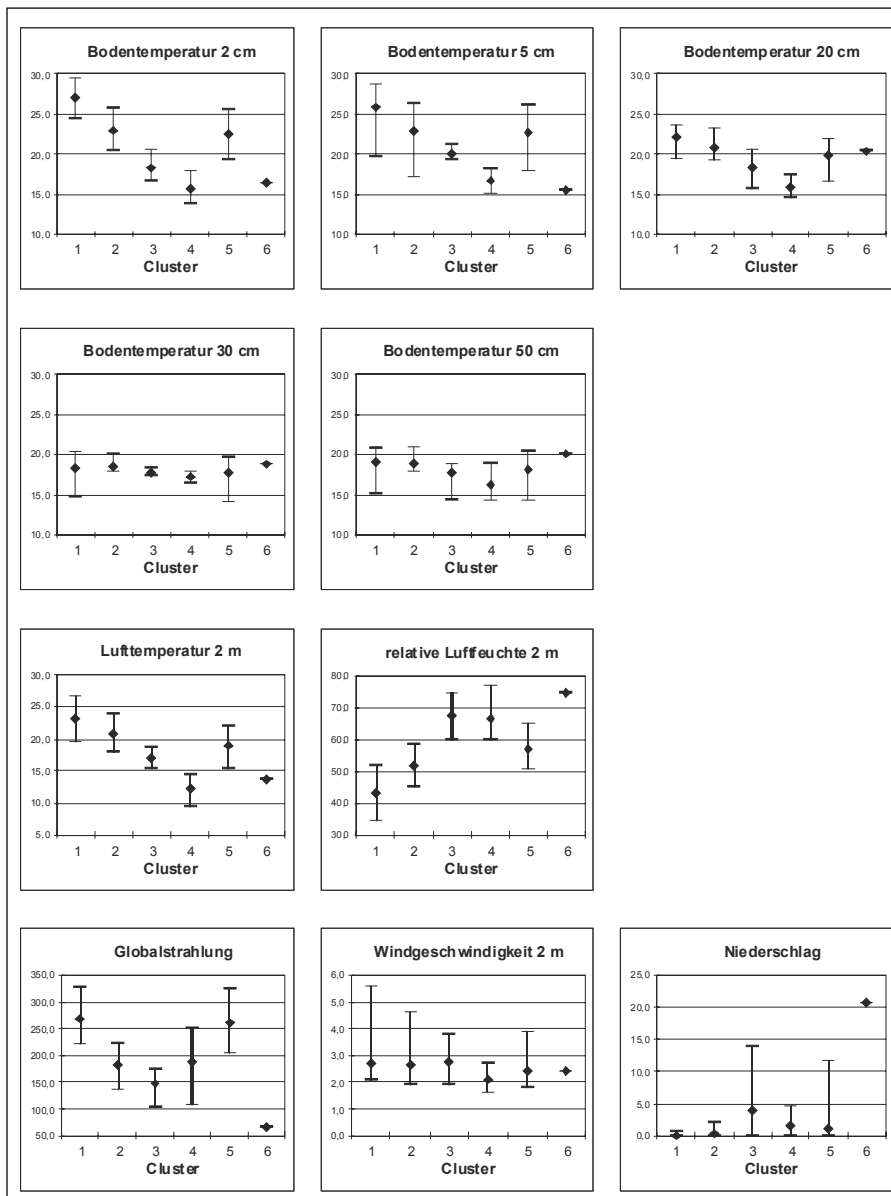
Im Gegensatz zum Bereich der alpinen Matten und Polsterfluren beeinflussen in der Wiesensteppe – mehr als 500 m tiefer – die Luft- und Bodentemperaturen den Landschaftshaushalt vor allem indirekt, in Verbindung mit dem Wasserhaushalt. Die niederschlagsarmen warmen Tage Anfang bis Mitte Juli und Mitte August, mit relativ hohen Verdunstungswerten, sind zugleich Tage, in denen der Stoffumsatz in Boden und Pflanze erlahmt. Kältebedingte Ruhephasen des Landschaftshaushaltes gibt es hier im Sommer nicht.

Wenn auch in den unteren Lagen der Wiesensteppe die extremen Dürreperioden (Zustandsform C 3) im Sommer 1998 einen kürzeren Zeitraum einnehmen als in der oberen Wiesensteppe, so sind doch die Trockenphasen insgesamt etwa gleich lang. Die Andauer der Zustandsgruppe C beträgt an der Station S 6 in der oberen Wiesensteppe 46 Tage, an der Station S 5 in der unteren Wiesensteppe 50 Tage.

4.3.7. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 3

Mit der Station S 3 beginnen die Messpunkte vor dem Kharkhiraa. Es setzt Trockensteppe ein. Der Bedeckungsgrad der Horstgräser, Zwerghalbsträucher und Kräuter, beträgt nur 30-40%, im Gegensatz zur Wiesensteppe, die meist über 80% des Bodens abdeckt. Die Tagesmittel der Lufttemperatur erreichen hier, in fast 1.200 m Höhe, mehr als 25°C, die der Bodenoberfläche fast 30°C (Abb. 67). Mehr noch als in der Wiesensteppe konzentriert sich der Strahlungsumsatz auf die Bodenoberfläche.

Abbildung 67: Witterungsklimatische Parameter der Station S 3 (Höhe 1.180 m)



Die potenzielle Verdunstung übersteigt deutlich die an den Stationen S 6 und S 7 in der Wiesensteppe. Sie liegt bei 485 mm, bei 97 mm Niederschlag im Sommer 1998. Dies führt immer wieder zu Trockenphasen im Oberboden und zum Austrocknen der Pflanzen, obwohl am Transsekt die Niederschlagssummen der Trockensteppe über denen der benachbarten Wiesensteppe liegen. Das Verhältnis von Niederschlag zu potenzieller Verdunstung ist jedoch gleich. Es beträgt wie dort 1:5. Allerdings handelt es sich, wie überall im Uvs-Nuur-Becken und an seinen Randgebirgen, zumeist um konvektive Niederschläge. Drei Tage mit Starkregen (22.07.1998, 03.08.1998, 22.08.1998) erbringen die Hälfte der Niederschlags-spende im Beobachtungszeitraum.

Die Cluster 1, 2 und 5 repräsentieren jeweils für sich allein größere Zeiträume als Cluster 3, 4 und 6 zusammen (Tab. 61). Völlige Trockenheit zeigt Cluster 1 an. Viele biochemische Reaktionen kommen zum Erliegen. Dies ist vor allem Anfang Juli und Mitte August der Fall. Bei wolkenlosem Himmel erreichen die Lufttemperaturen und die Temperaturen des Oberbodens ihre höchsten Werte. Im August gilt das auch für den Unterboden. Dann liegen auch die Bodenfeuchtwerte im Minimum (Abb. 38). Im August, wenn der Boden ausgetrocknet ist, wird bei heftigem Wind Staub und Feinsand aufgewirbelt. Im Unterboden der hellen Kastanozeme, die sich in der Trockensteppe ausgebildet haben, wird Calciumcarbonat ausgefällt, fein verteilt oder in Bändern, die den Lösungsaufstieg nachzeichnen.

Tabelle 61: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 3

	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	21	23	7	10	23	1	85	
Globalstrahlung [W/m ²]	269	182	147	189	260	66		221
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	43	52	68	67	57	75		55
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	23,3	20,8	17,0	12,3	19,0	13,8		19,5
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	27,0	22,9	18,2	15,6	22,5	18,4		23,1
Niederschlagsmenge [mm]	0,0	6,9	28,0	15,0	27,6	20,8	97	
Niederschlag/Tag [mm]	0,0	0,3	4,0	1,5	1,2	20,8		1,1

Cluster 2 beschreibt bedeckten Himmel und einige Tage mit geringfügigem Niederschlag. An der Vorderseite einer Zyklone liegen die Lufttemperaturen, wie auch die Bodentemperaturen, im Bereich des Mittels der Beobachtungsperiode. Der Bodenfeuchtegang ist unter diesen Bedingungen von den Vorwerten abhängig. Im Juni, wenn die Feuchtereserven des Winters noch nicht aufgebraucht sind, reichen sie aus, um einen geringen, aber kontinuierlichen Stoffumsatz zu ermöglichen. Im August ist das nach vorangegangenen Regentagen der Fall.

Rückseitenwetter wird durch die Cluster 4 und 5 abgebildet. Solche Verhältnisse herrschen an zahlreichen Tagen im Juli und August. Die Temperaturen gehen zurück, die Bewölkung lockert auf. Bei Cluster 5 nimmt die Globalstrahlung höhere Werte an. Bei Cluster 4 liegen die Werte der Globalstrahlung sowie die Luft- und Bodentemperaturen deutlich unter dem Durchschnitt des Beobachtungszeitraumes. Dies ist Ende Juni, Ende August und Anfang September der Fall. Die Tagesmittel der Lufttemperatur unterschreiten jedoch nur einmal, Anfang September, 10°C. Die Tagesmittel der Bodentemperatur liegen dagegen deutlich darüber, bei 15-20°C. Der Niederschlag fällt meist gering aus. Dennoch wird infolge des Speichervermögens der Lössdecke das landschaftliche Prozessgefüge nicht wesentlich beeinträchtigt.

Tabelle 62: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 3

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C							
10-20°C					3, 4, 5		6
>20°C	1		2				
>25°C							

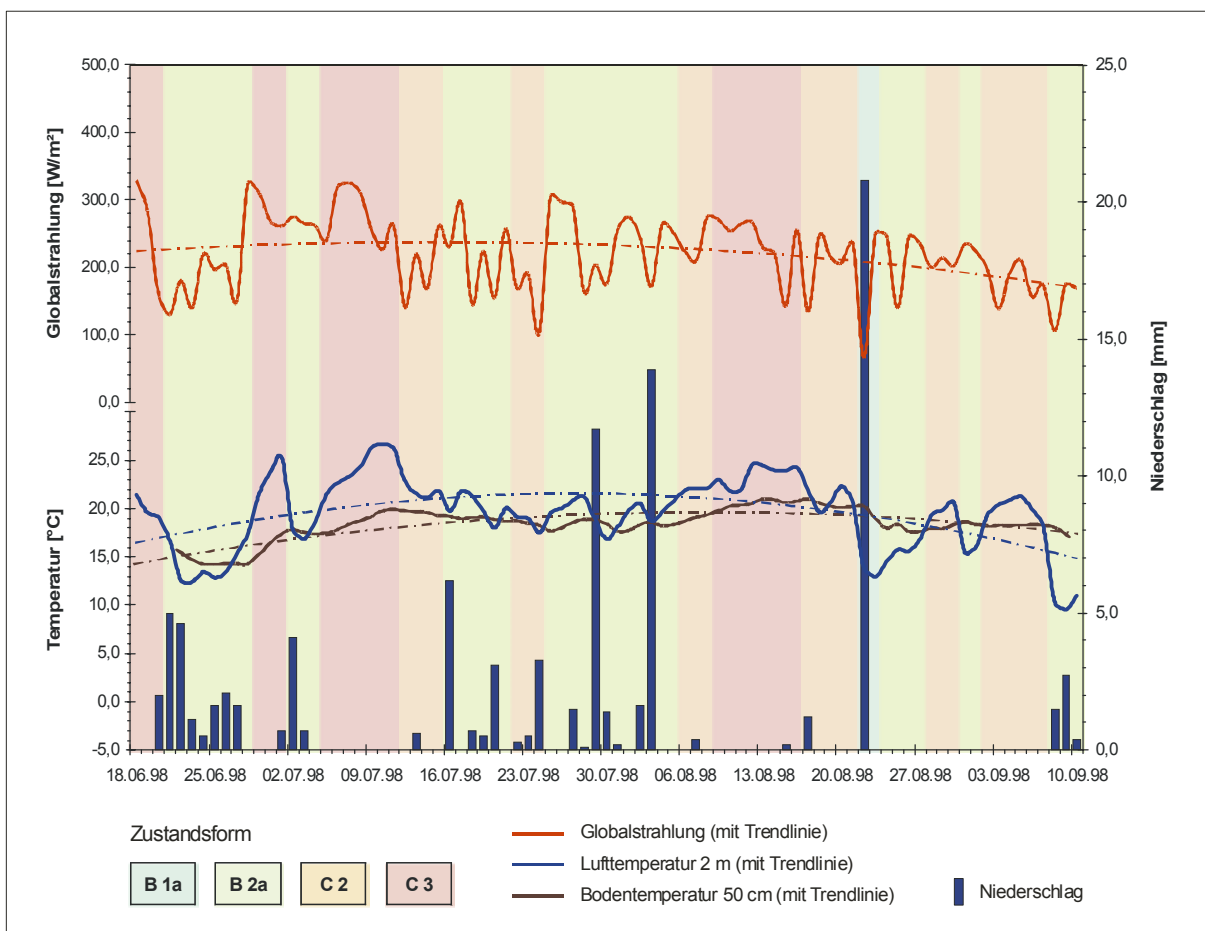
Lediglich bei Starkregen fließt ein großer Teil des Wassers oberflächlich ab. Während der Frontdurchgänge kommt es auch auf dem Pediment zur Bodenerosion. Niederschlagsspitzen zeigt Cluster 3 am 03.08.1998 mit 13,9 mm an. Als Extremereignis werden sie bei dem Kaltlufteinbruch am 22.08.1998 durch Cluster 6 gesondert ausgewiesen. An diesem Tag fallen 20,8 mm.

Die Bandbreite der Clustermerkmale zeigt, dass sich in der Trockensteppe gegenüber der Wiesensteppe das Temperaturniveau erhöht und die Variabilität der Niederschläge steigt (Tab. 62).

Man kann unter Bezug auf die Ergebnisse der Clusterung für den Sommer 1998 in der Trockensteppe auf dem Pediment des Kharkhiraa vier landschaftliche Zustandsformen unterscheiden und zeitlich einordnen (Tabelle 6A im Anhang):

- B 1a: Zeiträume mit hohem Wasser- und Stoffumsatz nach abrupter Veränderung des bisherigen Prozessgefüges durch Starkregen (Cluster 6),
- B 2a Zeiträume mit mäßigem Energie-, Wasser- und Stoffumsatz bei unterdurchschnittlichen Temperaturen, aber kontinuierlicher Durchfeuchtung, bei Starkregen erheblich verändert (Cluster 3, 4, 5),
- C 2: Zeiträume mit mäßigem Energieumsatz sowie geringem, von den Vorbedingungen abhängigen, Wasser- und Stoffumsatz (Cluster 2),
- C 3 Zeiträume mit hohem Energieumsatz und extrem niedrigem Stoffumsatz infolge andauernder Trockenheit (Cluster 1).

Abbildung 68: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 3



Auch auf dem Pediment des Kharkhiraa ist die Trockenheit als der wichtigste begrenzende Faktor für die Funktionsfähigkeit des Landschaftshaushaltes anzusehen, obwohl an der Station S 3 die Trockenphasen im Sommer 1998 „nur“ mehr als die Hälfte des Beobachtungszeitraumes einnehmen, nicht zwei Drittel wie in der Wiesensteppe (Abb. 68). 47 fast völlig niederschlagsfreie Tage (Zustandsformen C 2 und C 3) stehen 36 Tagen gegenüber, an de-

nen die Voraussetzungen für einen kontinuierlichen und ungestörten Stoffumsatz in Boden und Pflanze gegeben sind (Zustandsformen B 1a und B 2a ohne Starkregentage).

Phasen eines intensiveren Wasser- und Stoffumsatzes, markiert durch die Zustandsform B 2a, sind Ende Juni, in der zweiten Julihälfte, Anfang und Ende August sowie Anfang September erkennbar. Dazwischen liegen trockenheitsbedingte Ruhephasen (Zustandsformen C 2 und C 3). Dies wird durch die Verteilung der Niederschlagsereignisse bestätigt.

Es sind die Zeiträume mit den höchsten Temperaturen und den größten Verdunstungsraten, die den Wasser- und Stoffumsatz zum Erliegen bringen. Sie werden am 29.07.1998 (11,7 mm), 03.08.1998 (13,9 mm) und 22.08.1998 (20,8 mm) örtlich von stärkeren Regenfällen unterbrochen. Der Scheitelpunkt des Trendverlaufs der Lufttemperaturen, an allen höher gelegenen Messpunkten im August angesiedelt, hat sich an der Station S 3 zum Juli hin verschoben.

Im Gegensatz dazu weist der Trend der Bodentemperaturen den Scheitelpunkt nach wie vor im August auf (Abb. 68). Sowohl in der starken Erwärmung des Bodens, die in 50 cm Tiefe noch messbar ist, als auch darin, dass an der Station S 3 die Lufttemperaturen bereits im Juli ihren Gipfel erreichen, zeigt sich, wie stark hochkontinentale Verhältnisse den Landschaftshaushalt im Uvs-Nuur-Becken prägen.

4.3.8. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 2

Etwa 10 km vor dem Uvs Nuur befindet sich auf einer See-Terrasse die Station S 2. Sie liegt in der Halbwüste. Hier erreicht die Globalstrahlung ihr Maximum. Es treten die höchsten Luft- und Bodentemperaturen des Untersuchungsraumes auf (Abb. 69). Die Niederschläge sind am geringsten. 36 mm Regenhöhe im Sommer 1998 steht eine potenzielle Verdunstung von 483 mm gegenüber. Dies entspricht einem Verhältnis von 1:12.

Polster von Zwerghalbsträuchern sowie einige Gräser und Kräuter, darunter Beifuß, Federgras und verschiedene Lacharten, bedecken nur etwa 25% des Bodens. Es handelt sich um graubraunen Burozem, der Zeugnisse von Lösungsaufstieg schon im Oberboden aufweist.

Die Strahlungsbilanz zeigt, dass die Globalstrahlung zu großen Teilen in Wärme umgesetzt wird. Dabei treten Tagesmittel der Lufttemperatur bis zu 27°C auf (10.07.1998). Vor allem aber erwärmt sich die weithin offene Bodenoberfläche. Hier steigt an 18 von 78 Tagen des Beobachtungszeitraumes die Temperatur über 30°C. Selbst in 50 cm Tiefe treten Bodentemperaturen von fast 25°C auf. Dabei verdunstet das Bodenwasser. Dementsprechend gering sind die Bodenfeuchtwerte (Abb. 40). Sie liegen zumeist unter 5 Vol%, an einigen Tagen auch bei größerem Flurabstand lediglich bei 1 Vol%.

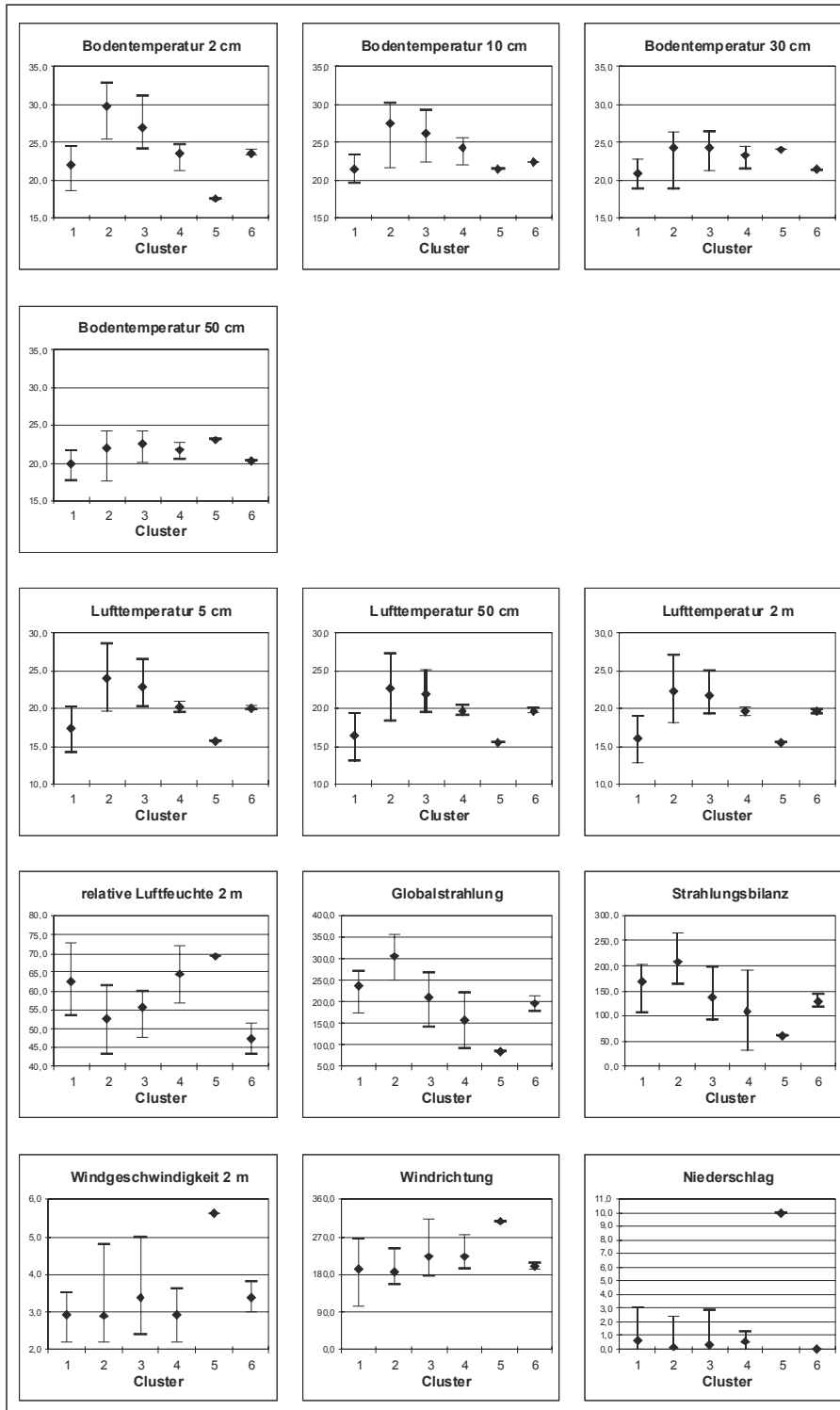
Tabelle 63: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 2

	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	17	38	13	7	1	2	78	
Globalstrahlung [W/m ²]	238	307	209	158	84	196		257
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	63	53	56	65	69	47		57
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	16,1	22,3	21,6	19,5	15,5	19,5		20,4
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	22,1	29,8	27,0	23,5	17,5	23,6		26,3
Niederschlagsmenge [mm]	13,7	4,6	3,5	3,8	10,0	0,0	36	
Niederschlag/Tag [mm]	0,8	0,1	0,3	0,5	10,0	0,0		0,5

Es herrscht Trockenheit. Fast niederschlagsfreie Zeiträume, wie sie durch Cluster 2 und 6 angezeigt werden, überwiegen. Der Rest des Beobachtungszeitraumes, durch die Cluster 1, 3 und 4 vertreten, ist äußerst niederschlagsarm. Nur der Starkregen vom 22.08.1998, der durch Cluster 5 markiert wird, bringt Feuchtigkeit.

Cluster 2 steht für Hitzeperioden, in denen der landschaftliche Stoffumsatz trotz der hohen Energiezufuhr außerordentlich niedrig ist. Der Boden, in dem keine Feuchtereserven des Winters erkennbar sind (Abb. 40), heizt sich in solchen Perioden auf und trocknet aus. Ihre höchsten Andauerwerte erreichen diese Hitzeperioden Anfang Juli und Anfang August. Die Pflanzen werden dann nicht mehr mit Wasser versorgt und stellen sich mit einem äußerst niedrigen Turgor auf die Trockenheit ein. Die Ionenreaktionen im Boden und vom Boden zur Pflanze kommen weitgehend zum Erliegen.

Abbildung 69: Witterungsklimatische Parameter der Station S 2 (Höhe 800 m)



Mit geringeren Luft- und Bodentemperaturen bei gleichzeitiger Niederschlagsarmut kündigt Cluster 6 Anfang September den Herbst an. Vereinzelt Regenfälle bei großer Hitze verdeut-

licht Cluster 3. Bei überdurchschnittlicher Globalstrahlung treten hohe Luft- und Bodentemperaturen auf, dazu niedrige Werten der Luft- und Bodenfeuchte. Der Stoffumsatz in Boden und Pflanze hält sich in engen Grenzen. Ähnliche Bedingungen sind gegeben, wenn trotz stärkerer Luftfeuchte und etwas größerer Niederschläge die Bodentemperaturen nicht fallen. Derartige Verhältnisse markiert Cluster 4. Der Durchzug etwas feuchterer Luftmassen wird durch Cluster 1 dargestellt. Infolge der hohen Verdunstungsintensität kann aber auch hier lediglich die Restfeuchte der Niederschläge durch pedochemische und biochemische Prozesse genutzt werden. Calciumcarbonat schlägt sich im Boden nieder. Oxidative Abbauprozesse mindern den ohnehin geringen Humusgehalt.

Nur an dem Starkregentag am 22.08.1998, der mit dichter Bewölkung und niedrigen Lufttemperaturen durch Cluster 5 gesondert ausgewiesen wird, wird das Prozessgefüge deutlich verändert. Das Regenwasser fließt über schluffigem und lehmigem Substrat vor allem an der steinharten Bodenoberfläche ab. Versickerung tritt meist nur auf Sand kurzzeitig an die Stelle von Lösungsaufstieg und Verdunstung.

Die Cluster der Messwerte an Station S 2 kennzeichnen die seeferne Halbwüste vor allem als den Bereich mit den höchsten Temperaturen und die geringsten Niederschlägen am ganzen Transsekt. Darüber hinaus weist die Halbwüste die größte Variabilität der Niederschläge des Sommers 1998 auf.

Tabelle 64: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 2

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C							
10-20°C							
>20°C	6		4	1			5
>25°C		2	3				

Dementsprechend lassen sich für die seeferne Trockensteppe im Uvs-Nuur-Becken auf der Grundlage der Ergebnisse der Clusterung für den Sommer 1998 drei landschaftliche Zustandsformen unterscheiden und zeitlich einordnen (Tabelle 7A im Anhang):

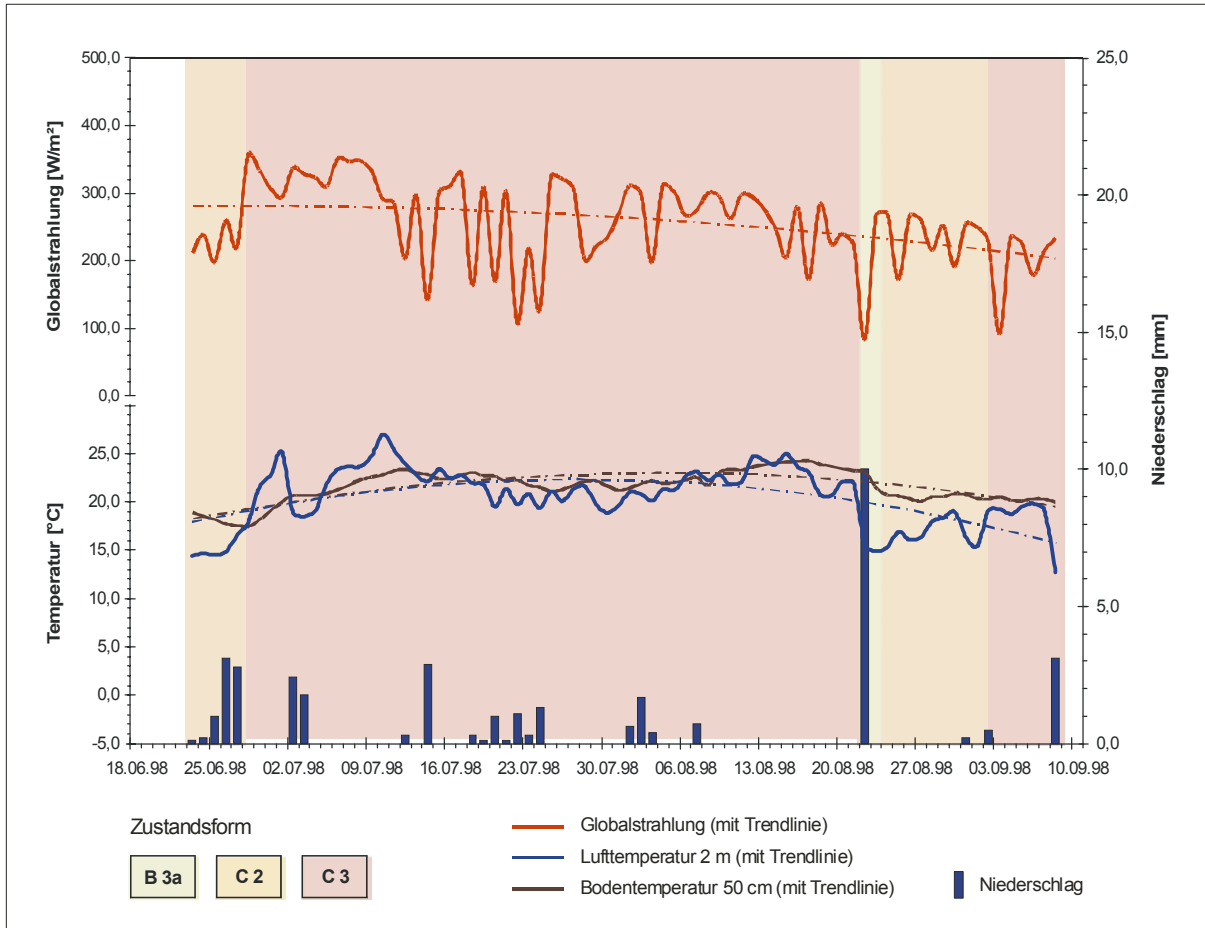
- B 3a Zeiträume mit abrupten Veränderungen des Prozessgefüges bei Starkregen (Cluster 5).
- C 2 Zeiträume mit hohem Energieumsatz und niedrigem Stoffumsatz bei vereinzelt Niederschlägen (Cluster 1),
- C 3: Zeiträume mit hohem Energieumsatz und außerordentlich niedrigem Stoffumsatz bei hohen Temperaturen und extremer Trockenheit (Cluster 2, 3, 4 und 6),

Die durch Niederschlagsarmut geprägten Zustandsformen dominieren. Extreme Trockenheit, markiert durch die Zustandsform C 3, herrscht an 62 Tagen. Dies sind rund drei Viertel der Beobachtungsperiode. Nimmt man die 14 äußerst niederschlagsarmen Tage hinzu, die durch die Zustandsform C 2 angezeigt werden, dann erweist sich der ganze Beobachtungszeitraum als eine zusammenhängende Trockenperiode. Lediglich zwei Tage werden von Regenfällen geprägt (Abb. 70).

Im Juli wechseln in der Halbwüste (Station S 2) die Zustandsformen des Landschaftshaushaltes überhaupt nicht. In der Trockensteppe (Station S 3) und in der Wiesensteppe (Stationen S 5 und S 6) ist das jeweils sechs- oder siebenmal der Fall. Im Juni, Juli und September ist der Durchgang von Luftmassengrenzen mit geringfügigen Niederschlägen verbunden. Im August, bei einem hohen Sättigungsdefizit der Luft, bleiben die Niederschläge dagegen weitgehend aus, sieht man von dem Starkregen am 22.08.1998 ab. Deshalb zeichnen sich vorbeiziehende Fronten Ende Juni und Ende Juli auch stärker im Gang der Bodenfeuchte ab als nach der Trockenperiode im August. In dem hohen Anteil oberflächlichen Abflusses auf dem

verfestigten Boden und der starken Evaporation an den verbliebenen Sickerwasserbahnen ist die Ursache dafür zu sehen, dass nach dem Starkregen am 22.08.1998 keine Bodenfeuchtwerte über 5 Vol% gemessen werden konnten.

Abbildung 70: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 2



Die Lufttemperaturen steigen im Juli kräftig an. Dies heizt den Boden auf. In der Trockenperiode Anfang und Mitte August erreichen die Bodentemperaturen in 50 cm Tiefe dann ihre höchsten Werte (Abb. 70). Das Maximum der Lufttemperaturen liegt jedoch, wie den Scheitelpunkt der Trendlinie, im Juli. Hochkontinentale Bedingungen für den Landschaftshaushalt im Uvs-Nuur-Becken werden damit an der Messstation S 2 ebenso wie an der Station S 3 angezeigt.

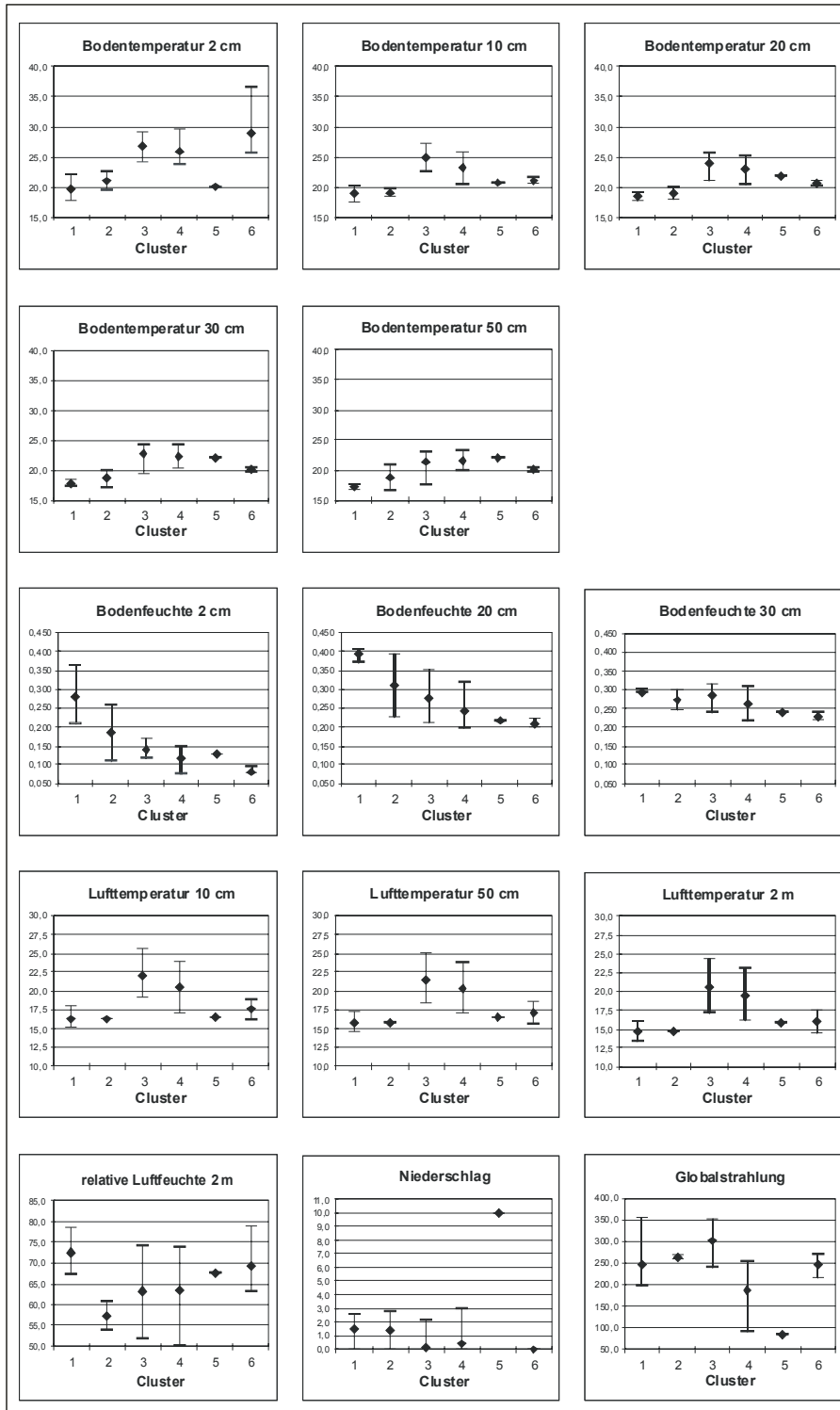
4.3.9. Landschaftliche Zustandsformen an der Station S 1

Die Station S 1, nur wenige Meter vom Uvs Nuur entfernt, wird von Salzröhricht und Salzwiesen umgeben, die hier, in der Halbwüste, Grundwassernähe und versalzten Böden anzeigen. Es handelt sich zumeist um Solonchaks oder salzhaltige Wiesen-Burozems, die Salzausfällungen im ganzen Bodenprofil ausweisen. Die Bodenlösung ist besonders reich an Na^+ und Cl^- -Ionen, aber auch Ca^{2+} und SO_4^{2-} sind stark vertreten. Ihre Inhaltsstoffe schlagen sich an der Bodenmatrix nieder, wenn die Bodenlösung kapillar aufsteigt und verdunstet.

Die Seenähe der Station S 1 macht sich in zweierlei Hinsicht bemerkbar: Einerseits steigen die Lufttemperaturen nicht so weit an wie an der weiter vom See entfernten Station S 2, andererseits liegen die Bodenfeuchtwerte an der seenahen Station S 1 durchweg höher als auf der See-Terrasse bei S 2. Die Tagesmittel der Lufttemperaturen erreichen Werte bis zu 25 $^{\circ}\text{C}$ (10.07.1998). Ihr Maximum liegt damit um 2 K niedriger als an S 2. Auch die Andauer-

werte hoher Bodentemperaturen sind geringer. An der Bodenoberfläche überschreiten sie, nicht wie an S 2 an 18 Tagen, sondern lediglich an 2 Tagen die Schwelle von 30°C, da die Energie der Globalstrahlung in Seenähe an S 1 nicht allein in Wärme umgesetzt wird. Sie bewirkt auch die Verdunstung des Bodenwassers.

Abbildung 71: Witterungsklimatische Parameter der Station S 1 (Höhe 760 m)



Das Bodenwasser ist im ganzen Beobachtungszeitraum verfügbar, da sich der salzhaltige Wiesen-Burozem an diesem Standort im kapillarem Aufstiegsbereich des Grundwassers befindet. Die Bodenfeuchtwerte bewegen sich meist über 20 Vol% und übersteigen zeitweise (11.08.1998, 18.08.1998, 25.08.1998) 35 Vol%. Das Wasservolumen des Uvs Nuur ist

allerdings zu groß, als dass sich direkte Beziehungen zwischen Niederschlagsereignissen und der Höhe des Grundwasserspiegels herstellen lassen.

Tabelle 65: Witterungsklimatische Vergleichswerte an der Station S 1

	Cluster						Summe	Mittelwert
	1	2	3	4	5	6		
Beobachtungszeitraum [Tage]	5	2	39	21	1	9	77	
Globalstrahlung [W/m ²]	245	264	303	187	84	245		257
Relative Feuchte in 2 m Höhe [%]	73	57	63	64	68	69		64
Lufttemperatur in 2 m Höhe [°C]	14,6	14,6	20,6	19,5	15,8	16,0		19,1
Bodentemperatur in 2 cm Tiefe [°C]	19,7	21,1	26,8	26,0	20,0	28,9		26,5
Niederschlagsmenge [mm]	7,5	2,8	3,9	7,6	10,0	0,0	34,0	
Niederschlag/Tag [mm]	1,5	1,4	0,1	0,4	10,0	0,0		0,4

An mehr als der Hälfte aller Tage des Beobachtungszeitraumes herrscht völlige Trockenheit, teils bei klarem Himmel und Sonnenschein, teils bei dunstigem Wetter. Sie wird von Cluster 3 bzw. Cluster 6 angezeigt. Über ein Viertel des Beobachtungszeitraumes umfasst Tage mit stärkerer Bewölkung, aber nur geringfügigen Niederschlägen, ausgewiesen durch Cluster 4. Einige Tage mit etwas höheren Regenspenden bei ähnlichen Temperaturen kennzeichnen Cluster 1 und 2. Das bedeutende Niederschlagsereignis vom 22.08.1998 wird durch Cluster 5 markiert.

In der See-Ebene am Rande des Uvs Nuur erreicht an sonnigen Tagen, wie sie Cluster 3 beschreibt, die Globalstrahlung Spitzenwerte wie auf den See-Terrassen in größerer Entfernung vom Seeufer. Dies zeigt, dass sich infolge eines hohen Sättigungsdefizits der Luft keine Dunstschleier am Seeufer ausbilden. Die Evapotranspiration verläuft ungehindert, weil der Wassernachschub aus dem Boden ständig gewährleistet ist. Bio- und pedochemische Reaktionen setzen auch in längeren niederschlagsfreien Zeiträumen, wie Anfang Juli und Anfang bis Mitte August, nicht aus. Sie sind mit einer zunehmenden Konzentration der Salze in der Bodenlösung und deren Umsatz in Boden und Pflanze verbunden. Dabei sind stärkere Bewölkung oder geringere Lufttemperaturen, die Cluster 4 und Cluster 6 anzeigen, nur von untergeordneter Bedeutung. Pflanzen, deren Salztoleranz zu gering ist, können unter diesen Bedingungen nicht existieren.

Regentage unterbrechen den Aufstieg der Bodenlösung und setzen die Salzkonzentration herab. Mit dem Sickerwasser erhöht sich auch nach weniger bedeutenden Niederschlagsereignissen, wie sie in Cluster 1 und Cluster 2 vertreten sind, der Bodenwassergehalt merklich. Nach dem Starkregen vom 22.08.1998, den Cluster 5 anzeigt, ist das ohnehin der Fall (Abb. 71). Durch das Sickerwasser wird der Salzdruck auf die Pflanzen verringert. Darüber hinaus werden einige der vorher ausgefällten Salze wieder gelöst und dem Grundwasser zugeführt. Stoffumsatzprozesse verlaufen nun zumindest zeitweise in umgekehrter Richtung.

Tabelle 66: Zuordnung der Cluster der Messwerte an Station S 1

Temperatur (Mittel)	Niederschlag (Mittel)						
	0,0 mm	< 0,2 mm	< 0,5 mm	< 1 mm	< 5 mm	> 5 mm	> 10 mm
< 5°C							
< 10°C							
10-20°C	6		4		1, 2		5
>20°C		3					
>25°C							

Der sommerliche Energie- und Stoffumsatz in Seenähe weist keine Ruhephasen infolge Trockenheit auf wie auf den See-Terrassen in Seeferne. Dies ist hier das Hauptmerkmal des Landschaftszustandes. Ergänzend verdeutlicht die Zuordnung der Clustermerkmale von Station S 1 zu den thermischen und hygrischen Rahmenbedingungen für die landschaftlichen

Verhaltensweisen im Uvs-Nuur-Becken, dass im Vergleich zur seefernen Station S 2 das Temperaturniveau sinkt und die Variabilität der Niederschläge gleich hoch bleibt (Tab. 66).

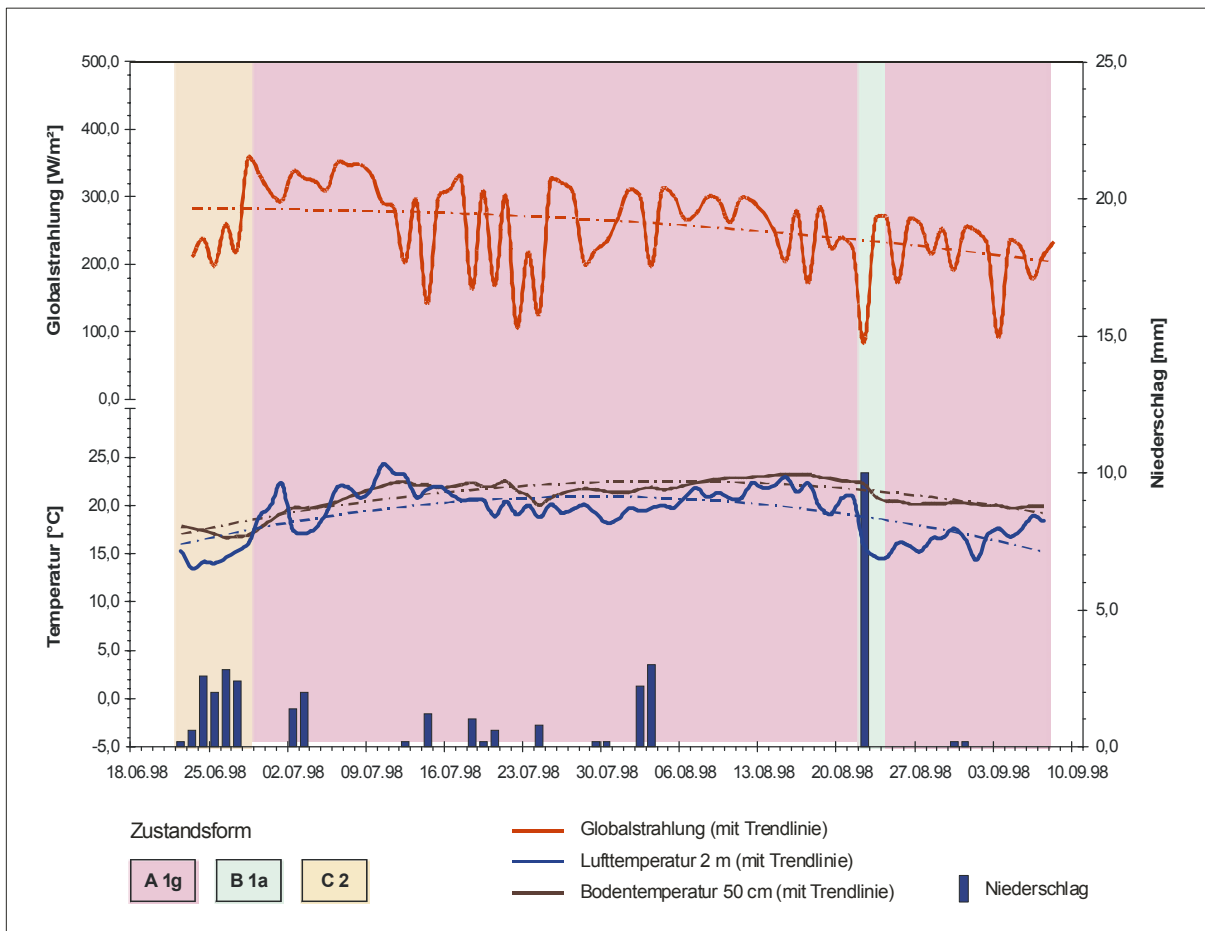
Der vertikale Wasser- und Stoffumsatz dominiert. Er bestimmt die Prozessabläufe. Dementsprechend lassen sich drei landschaftliche Zustandsformen ausgliedern und zeitlich zuordnen (Tabelle 8A im Anhang):

- A 1g: Zeiträume mit hohem Energieumsatz sowie aufsteigendem Wasser- und Stoffumsatz bei Trockenheit (Cluster 3, 4, 6),
- B 1a Zeiträume mit mäßigem Energieumsatz sowie absteigendem Wasser- und Stoffumsatz bei starker Niederschlagstätigkeit (Cluster 5),
- C 2 : Zeiträume mit mäßigem Energieumsatz sowie zeitweise aufsteigendem Wasser- und Stoffumsatz, unterbrochen von geringer Niederschlagstätigkeit (Cluster 1, 2).

Der Stoffumsatz wird während des Beobachtungszeitraumes an 68 von 73 Tagen durch den kapillaren Aufstieg der Bodenlösung und Prozessen der Versalzung geprägt (Zustandsform A 1g). Dies betrifft den gesamten Juli, den größten Teil des August und Anfang September. Die Uniformität des Landschaftshaushaltes am Messpunkt S 1 verdeutlicht Abbildung 72.

Nur nach einer Folge von Tagen mit Niederschlag Ende Juni und nach dem großen Niederschlagsereignis am 22.08.1998 kommt es zu einem teilweise oder ganz sickerwasserbestimmten Stoffumsatz. Die Zustandsform C 2 umfasst 7 Tage, die Zustandsform B 1a 2 Tage.

Abbildung 72: Übersicht über die Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 1



Kleinere Regenfälle im Laufe des Juli und Anfang August beeinflussen den Landschaftszustand kaum. Relativ hohe Lufttemperaturen und eine starke Verdunstung lassen von Anfang Juli an bis in die zweite Augustdekade nur eine kurzfristige Durchfeuchtung des Oberbodens mit salzarmen Regenwasser zu.

Anders als an den seefernen Stationen des Uvs-Nuur-Beckens erreichen die Lufttemperaturen im August ähnlich hohe Werte wie Anfang Juli. Auch die Trendlinie der Lufttemperaturen erreicht ihren Scheitelpunkt erst im August. Hier macht sich der Einfluss des Uvs Nuur bemerkbar, der sich langsamer erwärmt als die See-Terrassen und Pedimentflächen.

Ähnlich wie die Lufttemperaturen verhalten sich die Bodentemperaturen an der Station S 1 (Abb. 72). In 50 cm Tiefe liegen sie im gleichen Wertebereich wie an der Station S 2. In Oberflächennähe macht sich allerdings der Einfluss des höheren Bodenwassergehaltes deutlich bemerkbar. Am Messpunkt S 1 überschreiten sie nur an einem Tag die Schwelle von 30°C. Am Messpunkt S 2 ist das an 18 Tagen der Fall. Hochkontinentale Bedingungen für den Landschaftshaushalt werden somit in den See-Ebene durch den Einfluss der Wasserkörper an der Oberfläche und im Boden einerseits thermisch gemindert, andererseits durch Verdunstung und Versalzung verschärft.

4.3.2. Vergleich der landschaftlichen Zustandsformen

Bei einem Höhenunterschied von 2.145 m und einer Länge des Transsektes von 57 km sind vegetations-, relief- und substratbedingte Unterschiede in der Abfolge sowie der Ausprägung von Verhaltensweisen des Landschaftshaushaltes zu erwarten, aber auch Gemeinsamkeiten, die sich aus dem Witterungsgeschehen ergeben. Welche Zusammenhänge zwischen dem Auftreten der Zustandsgruppen A (hoher Energie- und Stoffumsatz bei starker Durchfeuchtung), B (vorwiegend mäßiger Energie- und Stoffumsatz bei hinreichender Durchfeuchtung), C (vorwiegend hoher Energieumsatz und geringer Stoffumsatz bei Trockenheit) sowie D (geringer Energie- und Stoffumsatz bei kühler Witterung) und der ihnen zugehörigen Zustandsformen vorhanden sind, zeigt ein Überblick über die räumliche Verteilung und Andauer der landschaftlichen Verhaltensweisen an den 8 Messpunkten im Sommer 1998.

Tabelle 67: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im Juni 1998

Station	1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
	01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
S 9																														
S 8																														
S 7																														
S 6																														
S 5																														
S 3																														
S 2																														
S 1																														

Eine höhenstufenabhängige Temperaturverteilung ist im Juni deutlich erkennbar (Tab. 67). Im Gipfelbereich des Kharkhiraa, bei 2.900 m (S 9), setzt erst am Ende der dritten Julidekade die sommerliche Aktivierung der bio- und pedochemischen sowie mikrobiellen Prozesse mit dem Übergang von der Zustandsform D, kältebedingt mit geringem Energie- und Stoffumsatz, zu den Zustandsgruppen B oder C ein, die einen höheren Energie- und/oder Stoffumsatz ausweisen (Tab. 68). Dies ist in den unteren Gebirgsregionen und am Gebirgsrand, im Höhenbereich zwischen 2.300 m und 1.200 m, schon vorher geschehen. An den Station S 3 bis S 8 wird, typisch für das Frühjahr in der Nordwest-Mongolei, mit der Zustandsgruppe

B eine ausreichende Durchfeuchtung angezeigt. Die ersten Trockenperioden, von Zustandsgruppe C markiert, treten im Beckeninneren, an den Stationen S 2 und S 1, dagegen bereits auf. Diese Entwicklung setzt sich im Juli fort.

Tabelle 68: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im Juli 1998

Station	1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
	01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
S 9	B 3	D	B 3	C 2	B 3										D	B 3					D										
S 8	C 2	B 3			C 2					B 2					B 3					B 2		B 3									
S 7	B 2			C 2					B 2																						
S 6	C 3	C 2			C 3					C 1					B 2a					C 3		B 2a									
S 5	C 3	C 2			C 3					C 1					B 2a					C 2	C 1	B 2a									
S 3	C 3	B 2a			C 3					C 2		B 2a					C 2		B 2a												
S 2	C 3																														
S 1	A 1g																														

Am Gipfel des Khukh Uul, bei der Station S 9, zeichnen sich im Bereich der Polsterfluren während des Juli, neben einigen kälteren Perioden (Zustandsform D), längere Phasen kontinuierlichen Energie- und Stoffumsatzes (Zustandsform B 3) von Pflanzen und Böden in der alpinen Stufe auf (Tab. 68). Die Trockenphase Anfang Juli (Zustandsform C 2) macht sich in den alpinen Matten und im Bergwald unterhalb des Gipfels an den Stationen S 8 und S 7 länger und in der Steppe am Gebirgsfuß, Stationen S 6, S 5 und S 3, auch deutlicher (Zustandsform C 3) bemerkbar. Im Zentrum des Uvs-Nuur-Beckens, in der Halbwüste, setzt sich an der Station S 2 die Trockenperiode, die Ende Juni begonnen hat, ohne Unterbrechung fort. Lediglich Standorte in Grundwassernähe, wie die Station S 1, werden kontinuierlich mit Wasser versorgt. Das Wasser verdunstet sofort und der Boden versalzt (Zustandsform A 1g).

Im Bergwald an Station S 7 dominiert die Zustandsform B 2 mit zwar mäßigem, aber kontinuierlichem Energie- und Stoffumsatz. Die Pufferwirkung des Waldes fehlt dem Grasland. Am Rande des Uvs-Nuur-Beckens, an den Stationen S 3, S 5 und S 6, ändert sich der Landschaftszustand in der Bergsteppe und in der Trockensteppe in rascherer Folge. Starke Trockenheit wird in der ersten Julidekade durch die Zustandsform C 3 angezeigt, sporadische Niederschläge in der zweiten Julidekade werden durch die Zustandsform C 2 und zuweilen starke oder sehr starke Regenfälle Mitte und Ende Juli durch die Zustandsform B 2a markiert.

Tabelle 69: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im August 1998

Station	1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
	01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
S 9	B 3										D					B 3														
S 8	B 3	B 2			C 2					B 2		C 2			B 3					C 2										
S 7	B 2			C 2										B 2a		C 2					B 2									
S 6	C 1	B 2a		C 1		C 3					C 1			C 3		B 3a		B 2a			C 1		B 2a							
S 5	C 2	B 2a		C 2					C 3					C 2			B 3a		B 2a			C 2		B 2a						
S 3	B 2a			C 2		C 3					C 2			B 1a		B 2a			C 2		B 2a									
S 2	C 3										B 3a					C 2														
S 1	A 1g										B 1a					A 1g														

Der August (Tab. 69) ist für die Posterfluren an der Gipfelstation S 9 eine Zeit des weitgehend ungestörten Energie- und Stoffumsatzes (Zustandsform B 3). Sie wird lediglich Ende August durch einen Kaltlufteinbruch (Zustandsform D) unterbrochen. Dieser Kaltlufteinbruch steht mit einem Frontendurchgang in Zusammenhang, der am 22.08.1998 zu ergiebigen Niederschlägen führt. Unterhalb des Gipfels zeichnet sich dies an den Stationen S 1 bis S 6 auf den Gebirgshängen wie im Beckeninneren deutlich ab (B 3a, B 2a, B 1a). Selbst in der grundwasserbeeinflussten Halbwüste an der Station S 1 wird der Boden kurzzeitig so stark durchfeuchtet, dass sich ein sickerwasserbestimmter Stoffaustausch (B 1a) aufbauen kann. Nur der Wald an Station S 7 puffert Kälte und Niederschlag ebenso wie die Abspülungsprozesse ab, die mit dem Starkregen verbunden sind (Zustandsform B 3).

Auch an einigen Tagen Anfang August ist in den Hanglagen des Kharkhiraa und am Rande des Uvs-Nuur-Beckens, an den Station S 3, S 5, S 6, S 7 und S 8, ausreichend Wasser verfügbar. Einige Regenfälle füllen den Bodenwasservorrat auf (Zustandsformen B 2 und B 2a).

In der Folge beherrscht jedoch Trockenheit den Landschaftshaushalt im Untersuchungsgebiet. Auch der Wald unterliegt der Trockenheit, die in der ersten und zweiten Augustdekade herrscht. Gleiches gilt für Teile der letzten Augustdekade. Die Trockenheit ist im Bereich der alpinen Matten an der Station S 8 ebenfalls erkennbar (Zustandsform C 2).

Besonders wirken sich Niederschlagsarmut und Hitze an der Station S 1 in der Halbwüste und an den Stationen S 3, S 5 und S 6 in der Steppe aus (Zustandsgruppe C). In dieser Zeit dörft das Grasland kräftig aus. Bei starker Einstrahlung kommt es infolge von Wassermangel nur zu schwachen pflanzenphysiologischen und pedochemischen Reaktionen. In den grundwasserfernen Bereichen der Halbwüste an Station S 2 ist der Stoffumsatz fast völlig erlahmt (Zustandsgruppe C 3).

Tabelle 70: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen im September 1998

Station	1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
	01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
S 9	B 3																													
S 8	C 2																													
S 7	B 2																													
S 6	B 2a																													
S 5	B 2a																													
S 3	B 2a	C 2							B 2a																					
S 2	C 2	C 3																												
S 1	A 1g																													

Die wärmere Luft, die in den letzten Augusttagen die am 22.08.1998 eingedrungene Kaltluft abgelöst hat, bleibt in den ersten Septembertagen wetterbestimmend (Tab. 70). In der alpinen Stufe, an den Stationen S 9 (Zustandsform B 3) und S 8 (Zustandsform C 2) sind so bis zum letzten Beobachtungstag die Voraussetzungen für einen trägen, aber der Höhenlage entsprechenden Stoffumsatz gegeben (Zustandsform C 2). Eine ähnliche Entwicklung lässt sich an den darunter gelegenen Stationen S 5, S 6 und S 7 nicht verfolgen. Hier enden die Beobachtungen bereits zu Beginn des Monats September mit geringfügigen Niederschlägen (Zustandsform B 2a). Die spätsommerliche Erwärmung wird an den Stationen S 3, S 2 und S 1 in der Trockensteppe und in der Halbwüste erkennbar. Dort treten noch einmal Trockenphasen auf (Zustandsgruppe C), und der Lösungsaufstieg sowie die Versalzung über flurnahem Grundwasser (Zustandsform A 1g) setzen sich fort. Den beginnenden Herbst markiert lediglich die am längsten messbereite Station S 3 mit deutlicher Abkühlung.

Vergleicht man die landschaftlichen Zustandsformen an den einzelnen Messpunkten (Tab. 71), dann lässt sich zusammenfassend feststellen, dass im sickerwasserbestimmten Offenland die Zeiträume, die im Gipfelbereich des Kharkhiraa bei niedrigen Temperaturen nur einen trägen Verlauf der physiologischen und pedochemischen Prozesse erlauben, in den Hanglagen und am Rande des Uvs-Nuur-Beckens Phasen eines kontinuierlichen Stoffumsatzes darstellen. An Tagen, an denen es in der alpinen Stufe an der Station S 9 für einen intensiven Stoffaustausch zu kalt ist (Zustandsform D), findet dieser also bei einem ausreichenden Temperatur- und Feuchteniveau im Bereich der alpinen Matten, des Bergwaldes und der Steppe an den Stationen S 8, S 7, S 6, S 5 und S 3 statt (Zustandsgruppe B). Ende Juni, Ende Juli und Ende August lässt sich das am besten beobachten.

Wärmere Luftmassen befördern auf den Gipfeln des Kharkhiraa das Prozessgeschehen (Zustandsform B 3). In den Hanglagen und am Rande des Uvs-Nuur-Beckens behindern sie es oftmals; denn sie erhöhen die Verdunstung. Wasser fehlt nun als Reaktionsträger in Pflanze und Boden (Zustandsgruppe C). Nur Anfang Juli bestimmt vom Gipfelbereich bis ins Beckeninnere eine Trockenphase den Landschaftszustand. Ende Juli und im August ist das Grasland so stark ausgetrocknet, dass an den Steppenstationen S 3, S 5 und S 6 auch nach Starkniederschlägen nur kurze Feuchtphasen auftreten (Zustandsformen B 2a und B 3a). In den grundwasserfernen Bereichen der Halbwüste, an Station S 2, herrscht im ganzen Sommer 1998 fast ausschließlich Trockenheit.

Tabelle 71: Übersicht über landschaftliche Zustandsformen im Sommer 1998

Station	Höhe [m]	Vegetation	Ø T [°C]	Σ N [mm]	Zustandsformen			
					bei Herrschaft kälterer Luftmassen	bei Luftmassenwechsel		bei Herrschaft wärmerer Luftmassen
						Kaltfront	Warmfront	
S 9	2.905	Polsterfluren	6	213	Geringer Energie- und Stoffumsatz (D)		Mäßiger bis geringer Energie- und Stoffumsatz (B 3)	
S 8	2.355	alpine Matten	11		Mäßiger, zuweilen auch geringer Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (B)	Wasser- und Stoffumsatz zeitweise erheblich erhöht (Ba)	Mäßiger bis hoher Energieumsatz sowie geringer bis mäßiger Wasser- und Stoffumsatz (C)	
S 7	1.910	Bergwald	16	48				
S 6	1.910	Wiesensteppe	14	78				
S 5	1.800	Wiesensteppe	15	80				
S 3	1.180	Trockensteppe	20	97				
S 2	800	Halbwüste	20	36	Hoher Energieumsatz sowie mäßiger bis geringer Wasser- und Stoffumsatz (C)		Hoher Energieumsatz sowie geringer Wasser- und Stoffumsatz (C 3)	
S 1	760	Halbwüste (grundwassernah)	19	34	Hoher Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (Ag)		Hoher Energie-, Wasser- und Stoffumsatz (Ag)	

Besondere Verhaltensweisen zeigen der Bergwald bei Station S 7 und die Halbwüste an Station S 1 in Seenähe. Im Bergwald werden witterungsbedingte Einflüsse durch die Baumschicht weitgehend gedämpft (Zustandsform B 2). Der mäßig hohe Energie- und Stoffumsatz des Waldes erlahmt allerdings in der großen Trockenperiode Anfang bis Mitte August (Zustandsgruppe C). Während der Trockenphasen im Juli zehrt der Landschaftshaushalt von Feuchtereserven des Winters. An der Station S 1, in Grundwassernähe, dominiert Lösungsaufstieg das Prozessgeschehen. Er wird nur bei einem extremen Niederschlagsereignis kurz unterbrochen wird (Zustandsform B 3a). Dies sind Verhältnisse, unter denen allein salztolerante Spezialisten existieren können (Zustandsform Ag).

5. Diskussion der Ergebnisse

Drei Problemkreise sind zu nennen, wenn man den Einfluss von Witterung und Klima auf Landschaftszustand und Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken und seinen westlichen Randgebirgen betrachtet:

- die Widerspiegelung des globalen Temperaturanstieges im Untersuchungsgebiet,
- die damit verbundenen bzw. zu erwartenden Veränderungen des landschaftlichen Energie-, Wasser- und Stoffhaushaltes sowie der landschaftlichen Zustandsformen,
- die Erhöhung der naturbedingten Prädisposition zur Degradation von Landschaften unter Trockenstress durch unangepasste Nutzung.

Bei der Untersuchung dieser Problemkreise hat sich gezeigt, dass die lokalen und regionalen Auswirkungen von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet eng mit dem globalen Anstieg der bodennahen Temperaturen verknüpft sind. Bemerkenswert ist aber auch, dass sich allgemeine Züge der weltweiten Erwärmung in den Landschaften des Untersuchungsgebietes sehr differenziert widerspiegeln, dass Trockenstress und eine wachsende Prädisposition zur Landschaftsdegradation nicht überall und in gleicher Weise anzutreffen sind. Eine genauere Betrachtung kann dies untermauern.

5.1. Der globale Temperaturanstieg und dessen Widerspiegelung im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen

Eine erster Vergleich der Abweichungen der Lufttemperaturen 1973-1992 an der Station Ulaangom vom langjährigen Mittel (Kap. 3.1.3.5.) mit denen, die für den gleichen Zeitraum bei einem Überblick über die Nordhalbkugel polwärts von 30°N ermittelt worden sind (HENDL 1997), hat gezeigt, dass sich in Ulaangom wie auf der gesamten Nordhalbkugel ein Anstieg der Temperaturen Ende des vorigen Jahrhunderts in zwei Zeiträumen abzeichnet, im ersten Jahrfünft der 1980er Jahre und in den beginnenden 1990er Jahren (Abb. 24, Abb. 25). Erweitert man den Vergleichszeitraum, bestätigt sich die Parallelität der Temperaturentwicklung.

Weltweit hat sich die Veränderung der globalen Mitteltemperatur in mehreren Schüben vollzogen. Ein Temperaturanstieg, der in den ersten Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts begann, wurde zwischen den 1940er Jahren und dem Anfang der 1970er Jahre unterbrochen (Abb. 73). Es ist kein Trend zu erkennen. Diese Entwicklung lässt sich anhand der Klimadaten der Station Ulaangom nachzeichnen (Abb. 74).

Ab 1975 setzt weltweit ein erheblicher Anstieg der Mitteltemperaturen ein (Abb. 75). Es beginnt die wärmste Periode, die bisher durch instrumentelle Beobachtungsreihen belegt worden ist. Das Jahr 1998 erweist sich als das wärmste Jahr seit 1860 (KASANG u. CUBASCH 2000).

In Ulaangom stellen die Jahre 1998 und 1999 die wärmsten Jahre seit Beginn der meteorologischen Beobachtungen (1943) dar. Dabei ist hier die Temperaturzunahme noch stärker ausgeprägt als im nordhemisphärischen Mittel. Der globale Trend weist eine Temperaturerhöhung um 0,4 K aus, der lokale Trend in Ulaangom über 2 K (Abb. 76), trotz des Abschwungs der Temperaturkurve, der durch die extrem kalten Winter 1999-2000 und 2000-2001 („Dzud“) ausgelöst wird.

Abbildung 73: Globale Jahresmitteltemperaturen 1945-1975 (nach KASANG u. CUBASCH 2000)

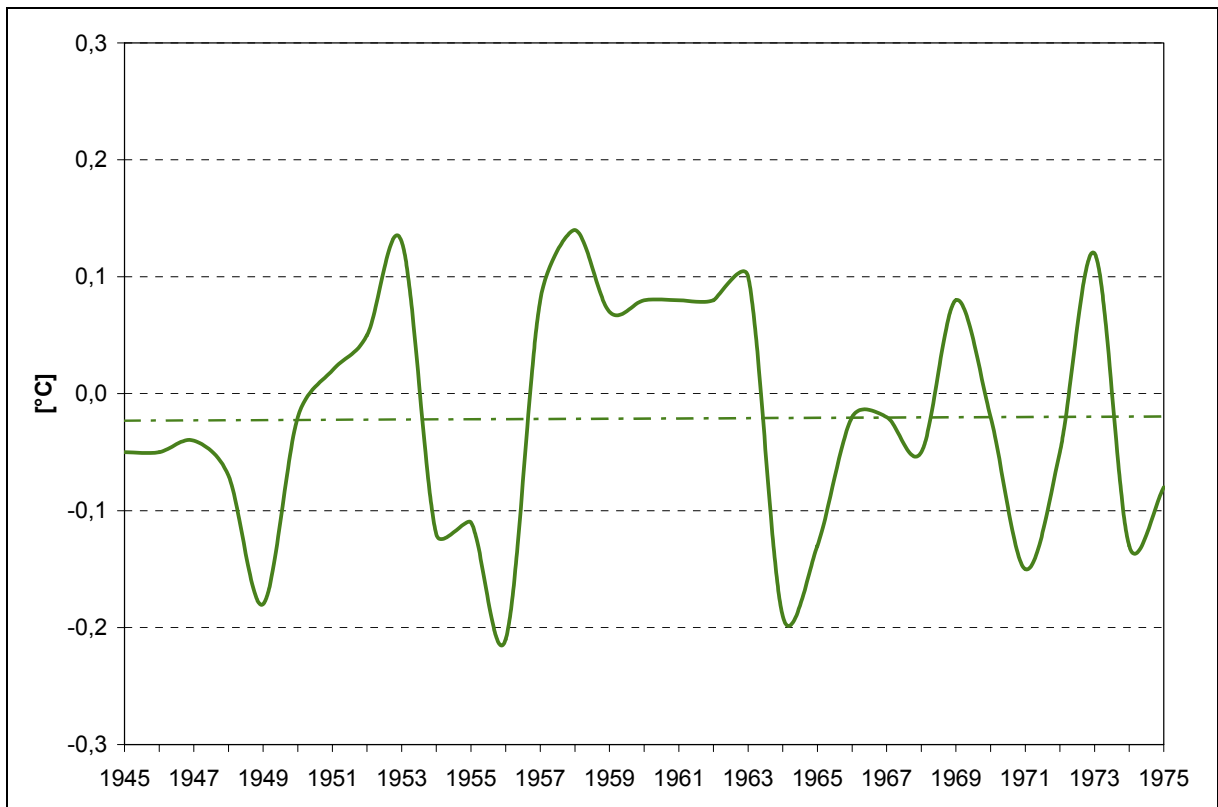


Abbildung 74: Jahresmitteltemperaturen 1945-1975 an der Station Ulaangom

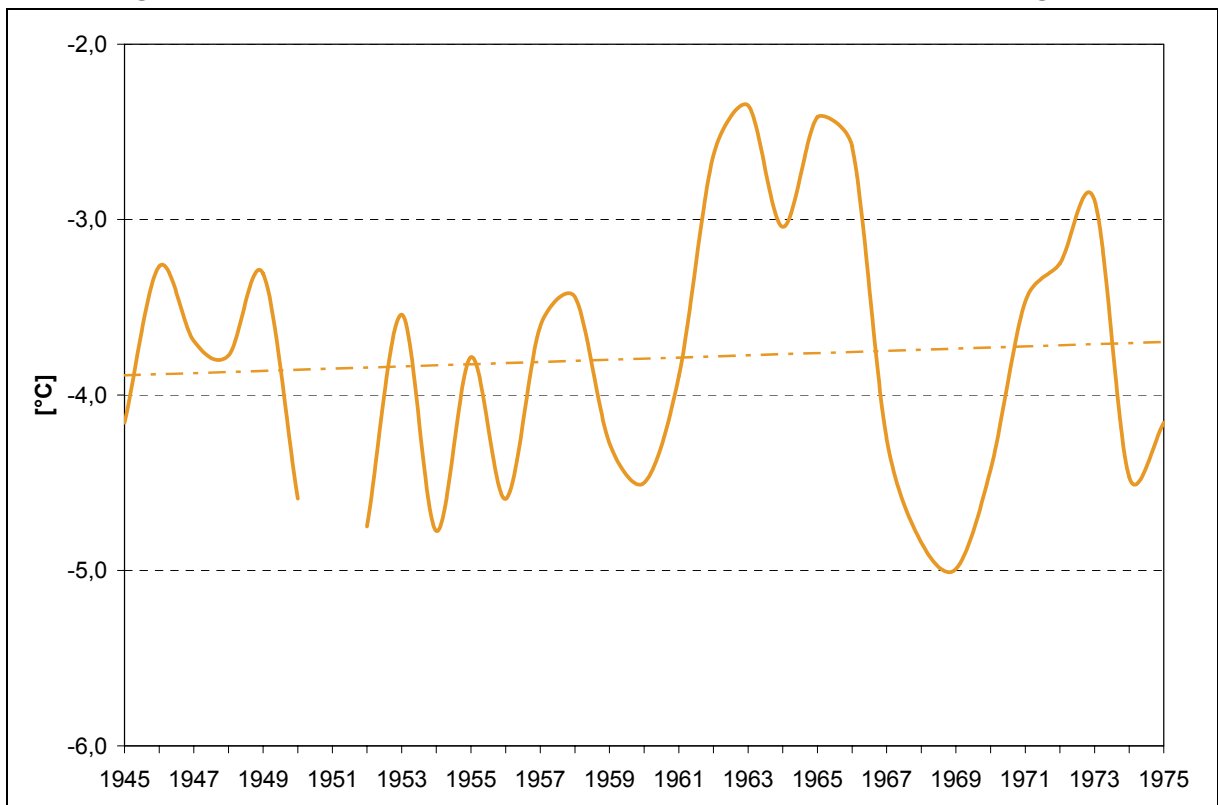


Abbildung 75: Globale Jahresmitteltemperaturen 1976-1998 (nach KASANG u. CUBASCH 2000)

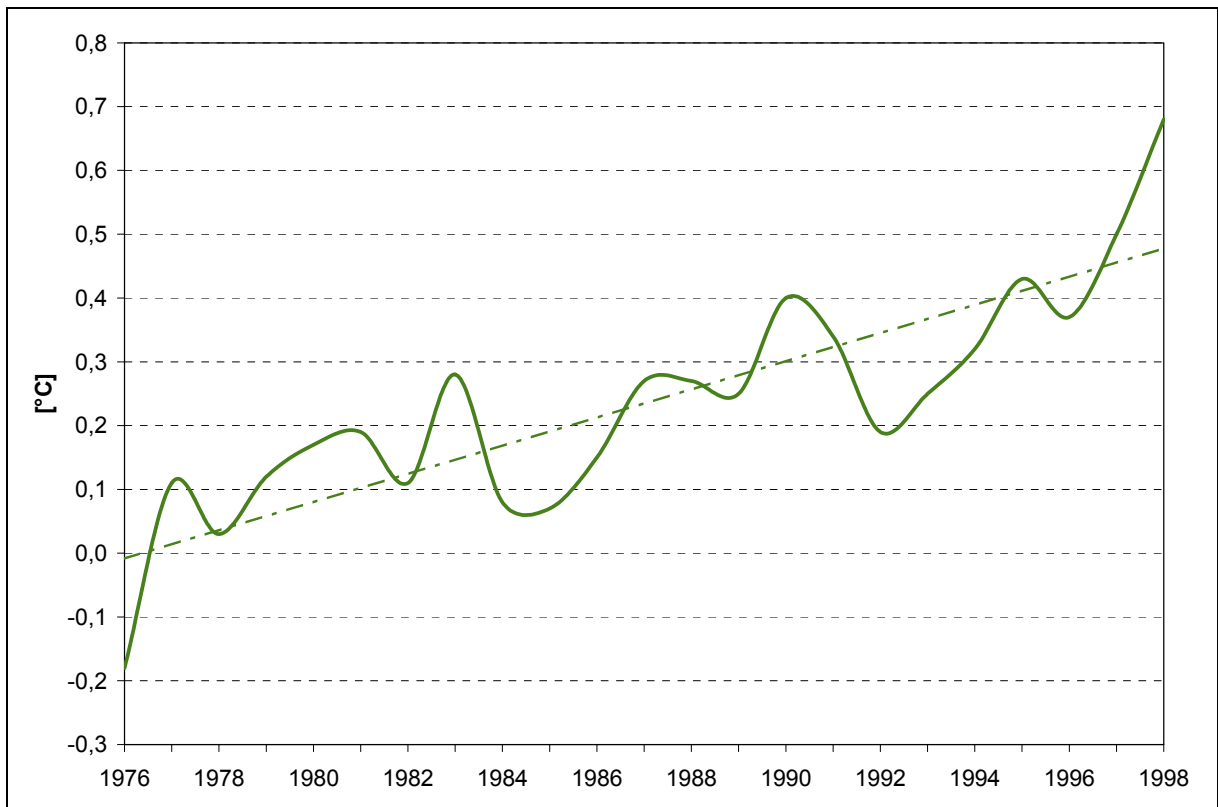


Abbildung 76: Jahresmitteltemperaturen 1976-2000 an der Station Ulaangom

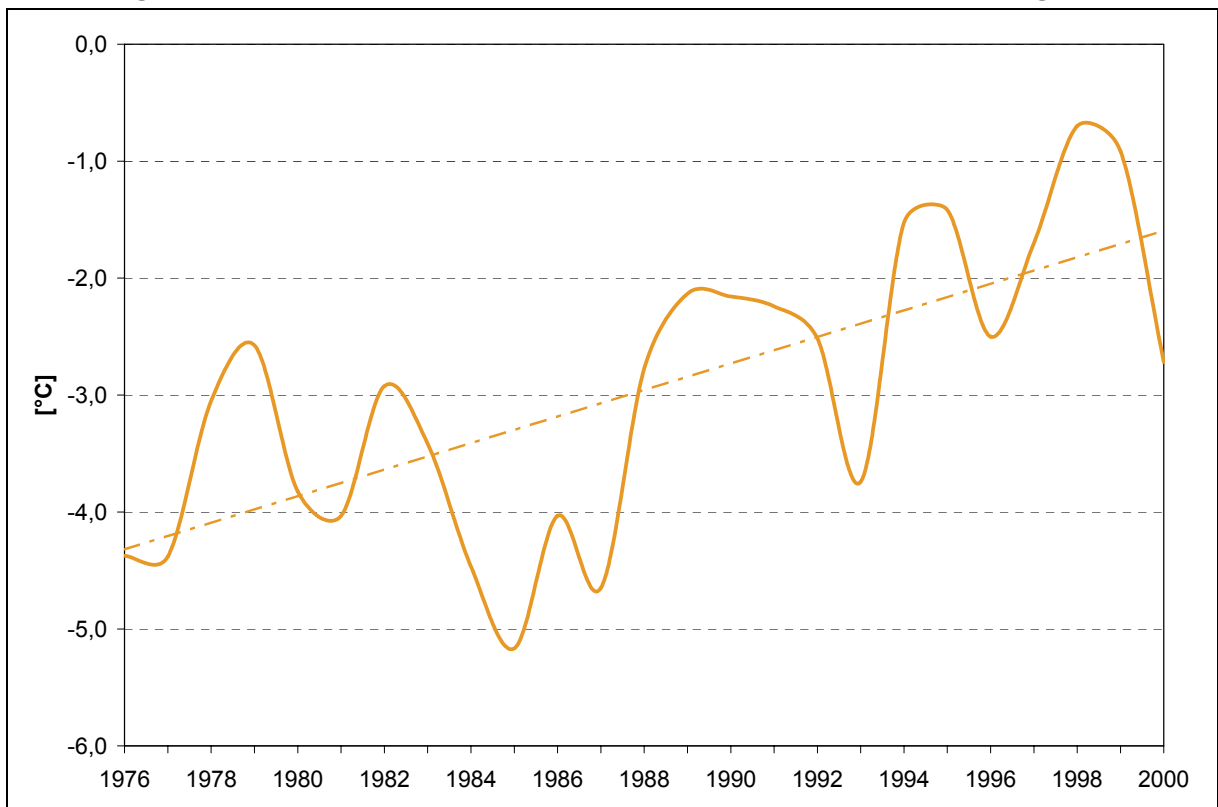
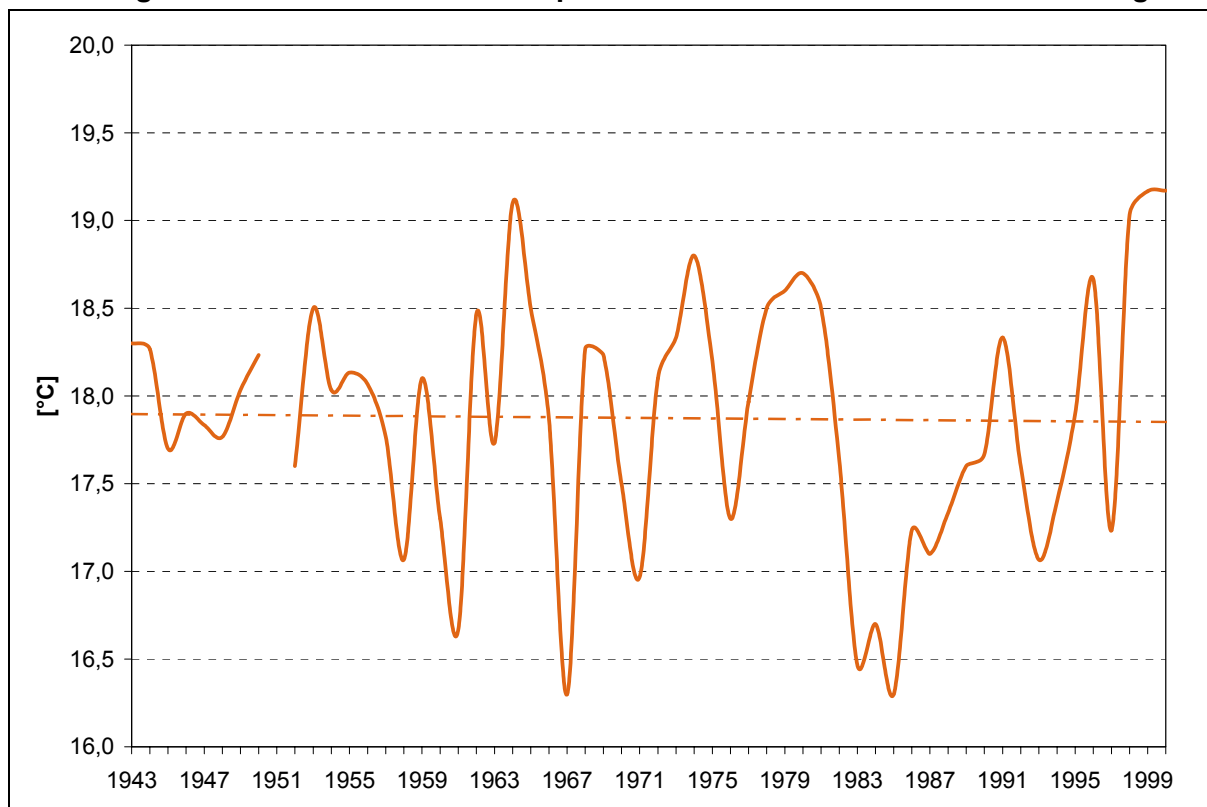


Abbildung 77: Sommerliche Mitteltemperaturen 1943-2000 an der Station Ulaangom



Global wird die Erhöhung der Temperaturmittel auf dem Festland vom Anstieg der Sommertemperaturen getragen. Für 1948-1997 werden in einer weltweiten Übersicht vom Deutschen Klimarechenzentrum für den Nordwesten der Mongolei 0,4 K ausgewiesen (Abb. 2). Dies spiegelt sich allerdings in den Daten der Station Ulaangom nicht wider (Abb. 77).

Die Temperaturmittel der Monate Juni, Juli und August steigen wie die Jahresmitteltemperaturen nach einer Reihe kalter Sommer Anfang der 1980er Jahre erst in der zweiten Hälfte der 1980er Jahre stark an und erreichen dann das Niveau der 1940er Jahre. Die starke Erwärmung in den 1990er Jahren zeichnet sich dann auch in den Sommertemperaturen ab. Dieser Trend setzt sich bis zur Jahrtausendwende fort. Die Jahre 1998, 1999 und 2000 weisen die wärmsten Sommer seit Beginn der Beobachtungsperiode auf.

Im Gegensatz dazu zeichnet sich bei den Temperaturen der Monate Dezember, Januar und Februar seit den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts ein deutlicher Anstieg ab. Bis dahin ist – wie bei den globalen Mitteltemperaturen – kein Trend zur Temperaturerhöhung feststellbar (Abb. 78). Erst ab 1976 setzt auch hier eine beträchtliche Erhöhung der winterlichen Mitteltemperaturen ein. Sie beträgt dem Trendverlauf zufolge etwa 4 K. Allerdings wird die Reihe milderer Winter immer wieder durch extrem kalte Winter unterbrochen (Abb. 79).

Dennoch zeichnet sich die Einbindung des Uvs-Nuur-Beckens in den Prozess der globalen Erwärmung am stärksten in der Veränderung der Wintertemperaturen ab. Deren Anstieg zeigt dieselbe Mehrphasigkeit wie der Anstieg der nordhemisphärischen Temperaturen insgesamt. Dies prägt die Jahresmitteltemperaturen dieses Gebietes. Zu deren Erhöhung tragen die Sommertemperaturen erst seit den 90er Jahren des vorigen Jahrhunderts bei, dann allerdings besonders kräftig.

Abbildung 78: Entwicklung der winterlichen Mitteltemperaturen 1943-1975 an der Station Ulaangom

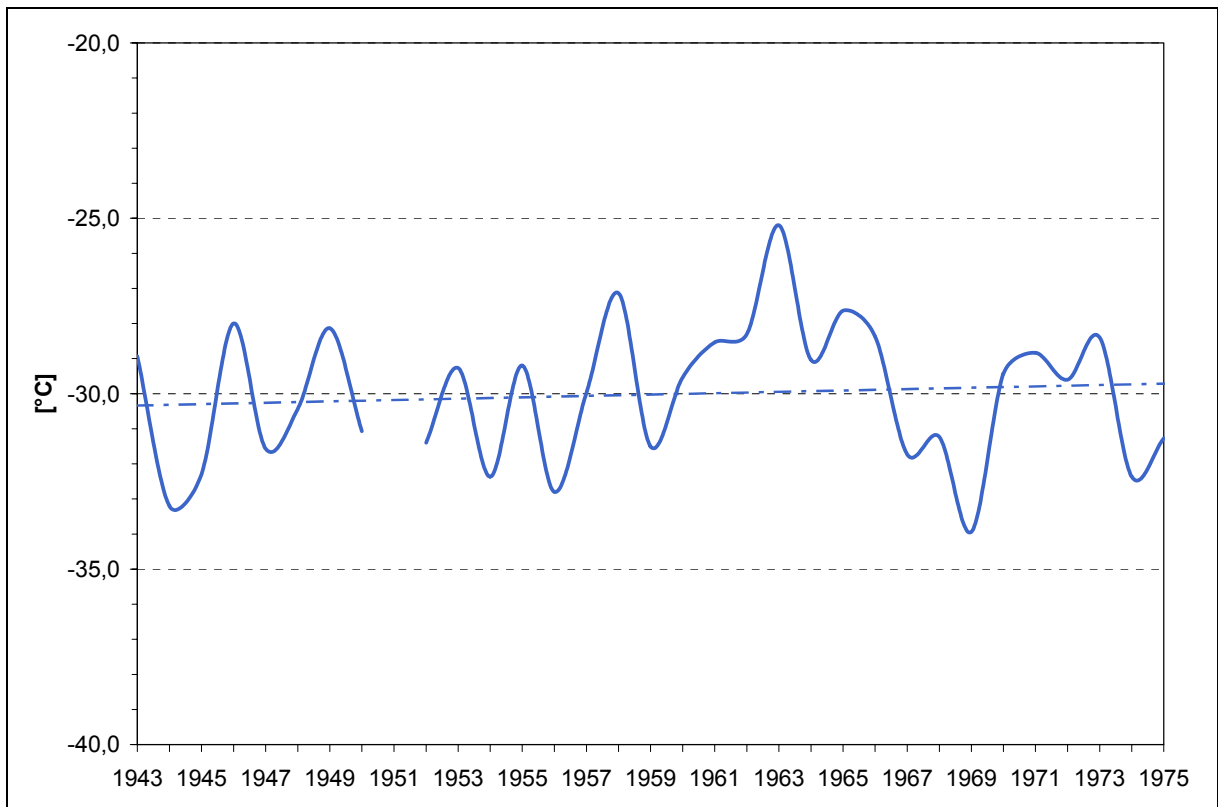
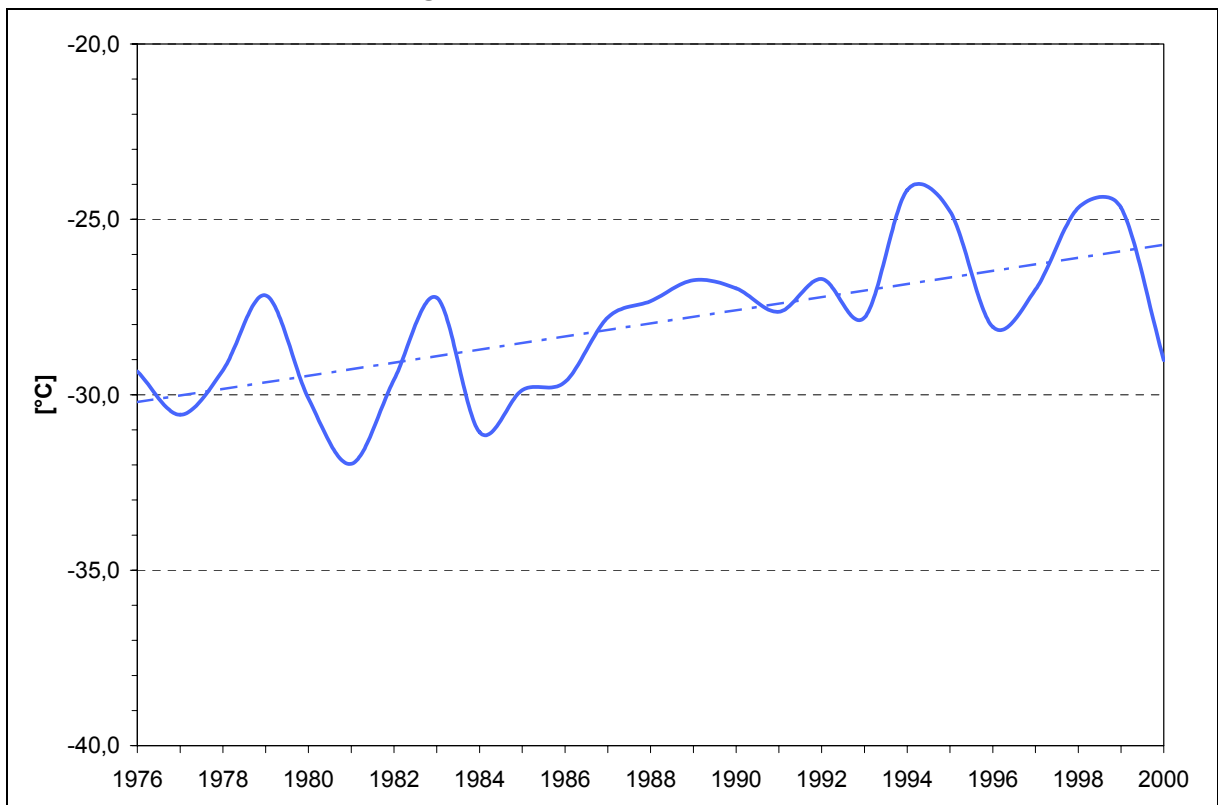


Abbildung 79: Entwicklung der winterlichen Mitteltemperaturen 1976-2000 an der Station Ulaangom



5.2. Der landschaftliche Energie- und Stoffhaushalt und die landschaftlichen Zustandsformen im Sommer 1998

Zu den drei wärmsten Sommern seit Beginn der Beobachtungsperiode in Ulaangom zählt der Sommer 1998. Er gehört auch zu den sieben niederschlagsärmsten seit 1943. Dem hohen Energieangebot stand damit insgesamt ein sehr geringes Wasserangebot gegenüber. Die Auswirkungen auf den Landschaftshaushalt im Untersuchungsgebiet – dem westlichen Uvs-Nuur-Becken und seiner Gebirgsumrandung – waren dennoch sehr unterschiedlich.

Betrachtet man die Verteilung der Zustandsformen (Abb. 80), dann zeigt sich, dass die Zustandsformen C 1-3, in denen die Hitze und Trockenheit dieses Sommers in erster Linie zum Ausdruck kommen, an allen Messpunkten aufgetreten sind, ausgenommen die Station S 9 auf dem Gipfel des Khukh Uul sowie die Station S 1 in unmittelbarer Seenähe. In ihrer extremen Form (Zustandsform C 3) sind Trockenperioden jedoch nur an den Stationen S 2, S 3, S 5 und S 6 zu beobachten. Diese Messpunkte liegen im Uvs-Nuur-Becken und am Fuß der Randgebirge, in der Halbwüste, in der Trockensteppe und in der Wiesensteppe. Im Bergwald sowie im Bereich der alpinen Matten und Polsterfluren, an den Stationen S 7, S 8 und S 9, gab es im Sommer 1998 keine derartigen Trockenphasen.

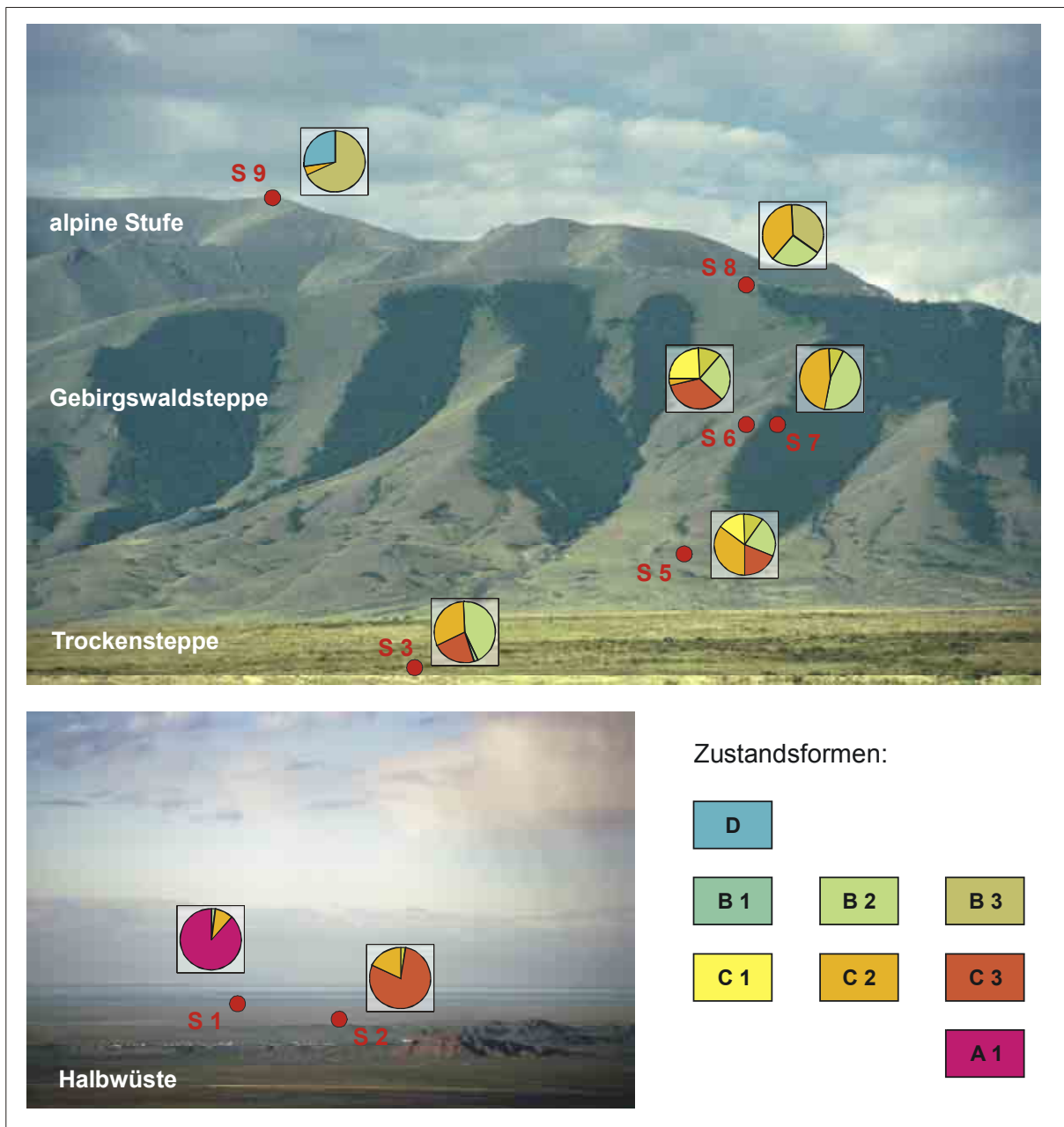
Ausreichend war die Wasserversorgung auch an den Stellen innerhalb der Halbwüste und der Trockensteppe, an denen im Vorland des Kharkhiraa Wasser austritt. Dies ist beispielsweise in der Nähe von Ulaangom der Fall, wo Grundgebirgsauftragungen im Gebirgsvorland eine Barriere für den Grundwasserstrom darstellen. Allerdings besteht Versalzungsgefahr, wenn in den Rinnen und Senken des Pediments und der See-Ebene die lateralen Wasserbewegungen zum Erliegen kommen und der kapillare Aufstieg eine dominierende Rolle spielt. Dies ist in Seenähe an der Station S 1 der Fall. Hier stagniert der Abfluss. Zwar gewährleistet der geringe Flurabstand des brackigen Grundwassers eine kontinuierliche Wasserversorgung, jedoch um den Preis immer neuer Salzabscheidungen (Zustandsform A 1g).

Am Gipfel des Khukh Uul treten in der alpinen Stufe während des Sommers 1998 Kälteperioden auf, in denen das Temperaturmittel 5°C nicht erreicht (Zustandsform D). Die Mitteltemperaturen für Juli und August liegen – dem ET-Klima dieser Stufe entsprechend – unter 10°C (Abb. 80). In der Gebirgswaldsteppe unterhalb des Gipfels überschreiten die Temperaturmittel für Juli und August die Schwelle von 10°C für das Dw-Klima dagegen erheblich. Der Anteil warmer und trockener Tage (Zustandsformen C 1 bis C 3) beträgt trotz eines sommerlichen Niederschlagsmaximums mehr als 50%. Die längste Dauer und die höchsten Temperaturen weisen die Trockenperioden im Gebirgsvorland auf (Zustandsformen C 2 und C 3 sowie, bei Grundwassereinfluss, A 1g), im BSk-Klima der Trockensteppe und der Halbwüste. Es handelt sich um fast niederschlagsfreie Zeiträume, in denen die Regenmengen im Mittel weniger als 0,5 mm/d betragen (Tab. 72). Diese Trockenphasen werden nur kurzzeitig durch kräftige örtliche Regenfälle unterbrochen (Zustandsformen B 1a oder B 2a).

Tabelle 72: Beziehungen zwischen Temperatur und Niederschlag und den landschaftlichen Zustandsformen im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seiner Gebirgsumrandung

Temperatur (Tagesmittel)	Niederschlag (Tagessumme)						
	0,0 mm	0,0-0,2 mm	0,2-0,5 mm	0,5-1 mm	1-5 mm	5-10 mm	> 10 mm
< 5°C					D		
5-10°C		C 2	B 3	B 3	B 3, B 3a	B 3	B 3
10-20°C	C 3	C 3	C 2	B 2 C 1	B 2, B 2a	B 2	B 1a
(bei Grundwassernähe)	A 1g		A 1g				
20-25°C	C 3		C 2, C 3	C 2	C 2		B 1a
>25°C	C 3	C 3	C 2, C 3				

Abbildung 80: Andauer der Zustandsformen von Landschaften am Westrand des Uvs Nuur und am Randabfall des Kharkhiraa im Sommer 1998

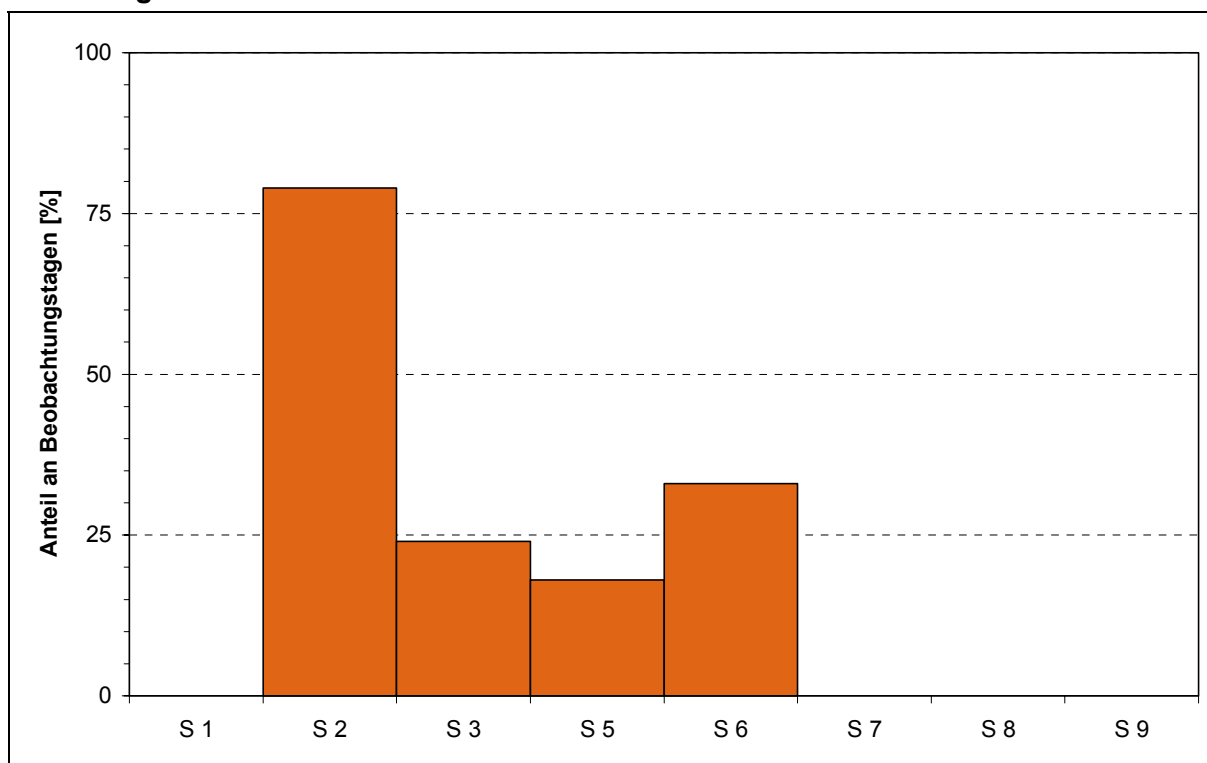


Ein genauere Blick auf die Verteilung der Zustandsform C 3, die extreme Trockenheit anzeigt, lässt erkennen, dass vor allem die Station S 2 und mit ihr die grundwasserfreien Bereiche der Halbwüste von der Hitze und Niederschlagsarmut des Sommers 1998 betroffen sind (Abb. 81). Die Vegetation ist ausgedünnt, der Boden wird stark aufgeheizt. An vier Fünfteln der Tage des Beobachtungszeitraumes fällt entweder gar kein Niederschlag oder nur so wenig, dass der seit dem Frühjahr erschöpfte Bodenwasservorrat nicht aufgefüllt wird.

Ein langfristiger Trend in der Niederschlagsentwicklung des Uvs-Nuur-Beckens und seiner Randgebirge ist bisher nicht zu erkennen (Abb. 19). Dennoch kann man erwarten, dass sich nach einer Reihe ähnlich heißer Sommer wie 1998 und 1999 die Flächen ohne dauernden Bewuchs ausdehnen. Bei einem Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung von rund 1:12, wie es die Station S 2 in der Halbwüste am Uvs Nuur für den Beobachtungszeitraum anzeigt, wird Halbwüste zur Wüste. Der Salzgehalt in den grundwassernahen Bereichen steigt, insbesondere in Seenähe wie bei der Station S 1 am Uvs Nuur.

Auch in der Steppe ist ein Ausdünnen der Vegetationsdecke zu erwarten, verbunden mit einer Verschiebung des Artenspektrums, wenn Pflanzen der Halbwüste in die Trockensteppe ausweichen und Pflanzen der Trockensteppe in die Wiesensteppe. Möglicherweise vollzieht sich dieser Prozess langsamer als die Umwandlung von Halbwüste in Wüste. Das Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung liegt in der Steppe während des Sommers bei 1:5. An den Tagen mit extremer Trockenheit (Zustandsform C 3) ist es allerdings erheblich weiter, selbst wenn diese Trockenphasen an den Stationen S 3, S 4 und S 5 höchstens ein Drittel des Beobachtungszeitraumes einnehmen (Abb. 81).

Abbildung 81: Andauer der Zustandsform C 3 im Sommer 1998



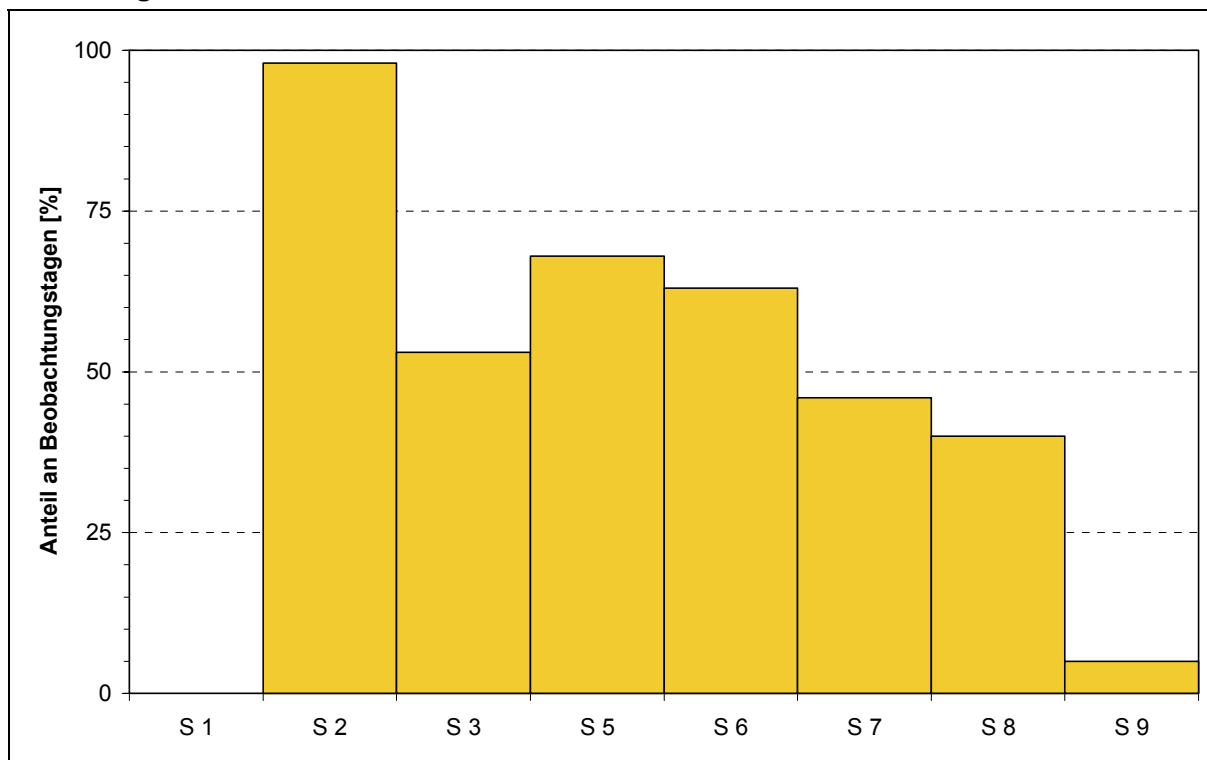
Bezieht man neben der Zustandsform C 3 die Zustandsformen C 1 und C 2 in die Betrachtung der Andauerwerte ein, die mäßige Trockenheit anzeigen, dann wird deutlich, dass es im gesamten Transsekt während des Sommers 1998 an Wasser fehlt, nimmt man die Endpunkte aus: die Station S 9 am den Gipfel des Khukh Uul, die grundwassernahe Station S 1 am Uvs Nuur und die nicht durch Messpunkte belegten Grundwasseraustritte im Gebirgsvorland aus (Abb. 82).

In der See-Ebene an Station S 2 ist die Halbwüste während des gesamten Beobachtungszeitraumes durch Trockenheit belastet, sieht man von dem Starkregentag am 22.08.1998 und seinem Folgetag ab. Etwas besser ist die Situation auf dem Pediment am Rand des Uvs-Nuur-Beckens und an den südexponierten Hängen des Kharkhiraa. Dort gehören zwar mehr als die Hälfte der Beobachtungstage ebenfalls der Zustandsgruppe C an. Hier ist aber bei etwas niedrigeren Temperaturen bzw. etwas höheren Niederschlägen öfter ein mäßiger bis geringer Stoffumsatz gewährleistet. Dies gilt sowohl für die Trockensteppe an Station S 3 als auch für die Wiesensteppe an den Stationen S 5 und S 6.

Allerdings handelt es sich, wie überall im Uvs-Nuur-Becken und an seinen Rändern, zumeist um konvektive Niederschläge. Drei Tage mit Starkregen (22.07.1998, 03.08.1998, 22.08.1998) erbringen an der Station S 3 die Hälfte der Niederschlagsspende im Beobachtungszeitraum und sorgen für Bodenerosion. Folgen in Zukunft weitere ähnlich heiße und trockene Sommer wie 1998 und 1999 aufeinander, ist die Gefahr der Ausdünnung der Pflanzendecke im Vergleich zur Halbwüste zwar geringer, dagegen insbesondere in den Hangbereichen das Risiko der Bodenerosion höher. Dies gilt vor allem für die lössbedeckten Gebiete

in der Steppe. In der Halbwüste ist Sand das dominierende Substrat. Hier ist die Durchlässigkeit des Untergrundes höher und der Anteil des oberflächlichen Abflusses geringer.

Abbildung 82: Andauer der Zustandsformen C 1-C 3 im Sommer 1998



Im Wald an den nordexponierten Hängen des Kharkhiraa und in der alpinen Stufe oberhalb der Waldgrenze nehmen die Andauerwerte der Zustandsgruppe C ab. Im Lärchenwald bei der Station S 7 wie an den alpinen Matten bei der Station S 8 betragen sie weniger als die Hälfte des Beobachtungszeitraumes. Am Gipfel des Khukh Uul, bei der Station S 9, ist die Zustandsgruppe C 3 nicht vertreten (Abb. 80).

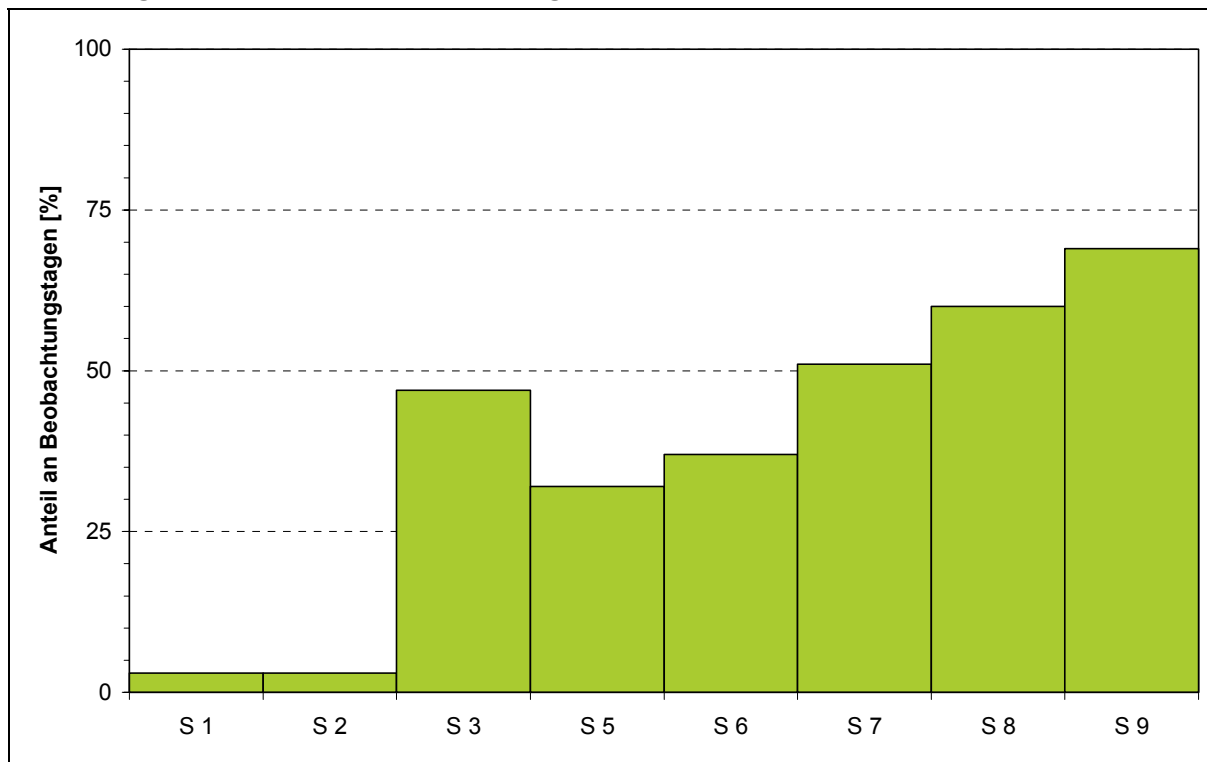
Die untere Waldgrenze ist hygrisch bedingt. Bei wiederholter sommerlicher Trockenheit verdorren dort die Bäume. Die Waldgrenze wird nach oben verschoben. Thermische und physiologische Faktoren bestimmen den Verlauf der oberen Waldgrenze: die Kürze der Vegetationsperiode und die Länge der winterlichen Trockenheit, die mit der Bodengefrorenis einhergeht. Bei steigenden Wintertemperaturen ist mit einem Vorrücken des Waldes in höhere Lagen zu rechnen, vorausgesetzt die relativ hohen Niederschläge in den höheren Lagen des Kharkhiraa schwächen sich nicht ab. Dies ist bisher nicht zu erkennen. An der Station Ulaangom werden gegenwärtig etwa die Regenmengen erreicht, die bereits 1952 zu beobachten waren.

Relativ gute Bedingungen für den Ablauf der physiologischen und pedochemischen Prozesse werden durch die Zustandsgruppe B beschrieben. Sie zeigt ein ausreichendes Strahlungs- und Feuchtangebot an und kennzeichnet Zeiträume, in denen im heißen und trockenen Sommer 1998 gute Voraussetzungen für kontinuierlichen Wasser- und Stoffumsatz in Boden und Vegetation gegeben waren (Abb. 83).

Die Andauerwerte der Zustandsgruppe B zeigen, dass während des Sommers 1998 im Gipfelbereich sowie an den Hängen und im Vorland des Kharkhiraa, im Bergwald, in der Wiesensteppe und in der Trockensteppe die Kontinuität der landschaftlichen Funktionsabläufe weitaus besser gewährleistet war als in der See-Ebene, in der nicht mit oberflächennahem Grundwasser versorgten Halbwüste. Es werden relativ enge Kopplungen zwischen den Andauerwerten der Zustandsformen in der alpinen Stufe, an den Stationen S 8 und S 9 einerseits, sowie denen in der Wiesen- und Trockensteppe andererseits, an den Stationen S 3, S 5 und S 6, deutlich. Der Bergwald, Station S 7, nimmt eine vermittelnde Stellung ein.

Die unterschiedlichen Andauerwerte der Zustandsgruppe B in der Wiesen- und Trockensteppe sind hier der zufälligen Verteilung der örtlich stark differierenden konvektiven Niederschläge geschuldet, die sich 1999, im nächsten trockensten Sommer, ins Gegenteil verkehrt (Abb. 31). Die See-Ebene, mit den Stationen S 1 (hier ohne Berücksichtigung des Grundwassereinflusses) und S 2, hebt sich dagegen deutlich ab. Hier hat ein sickerwassergesteuerter Stoffaustausch im Sommer 1998 kaum stattgefunden.

Abbildung 83: Andauer der Zustandsgruppe B im Sommer 1998



Es bleibt hervorzuheben, dass bei einer zunehmenden Erwärmung des Uvs-Nuur-Beckens vor allem die ohnehin stark reduzierte Funktionsfähigkeit des Landschaftshaushaltes in der Halbwüste bedroht ist und dass diese Gefährdung in Richtung des Beckenrandes und der Randgebirge abnimmt. Dies wird beim Vergleich der Zustandsformen offenkundig.

Aus methodischer Sicht zeigt sich dabei, dass Zeit-Verhaltens-Modelle die Auswirkungen von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand verdeutlichen können. Über eine Clusteranalyse lassen sich Messwerte bündeln. Die Cluster bilden dann die witterungsklimatischen Rahmenbedingungen des Landschaftszustandes ab. Zur ihrer Interpretation ist ein Rückgriff auf die beschreibende Darstellung der Messwerte allerdings notwendig und sinnvoll. Eine Clusteranalyse macht beschreibende Darstellungen nicht überflüssig. Sie stellt ein Gerüst für die verbal-argumentativ erläuterten Befunde dar.

Für die Durchführung einer Clusteranalyse ist das Vorhandensein ununterbrochener Messreihen Voraussetzung. Dies war im Sommer 1998 nur bei einigen Parametern gegeben. Als Clusterparameter für den Sommer 1998 konnten allein die Variablen Globalstrahlung, Lufttemperatur 2 m, Luftfeuchtigkeit 2 m und Bodentemperatur 2 cm genutzt werden. Eine breitere Datenbasis würde sicherlich die Möglichkeiten für die Interpretation der Ergebnisse verbessern. Sie sollte bei zukünftigen Untersuchungen zum Einfluss von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung angestrebt werden. Die dabei im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen angewandte Vorgehensweise erscheint sinnvoll, wenn globale Aussagen zur Erwärmung der Kontinente regional oder lokal überprüft oder ergänzt werden sollen.

5.3. Degradation von Landschaften unter Trockenstress durch unangepasste Nutzung

5.3.1. Die Situation im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen

Überweidung und Holzeinschlag sind die Hauptfaktoren der Landschaftsdegradation im Untersuchungsgebiet. Hinzu kommen örtliche Landschaftsbelastungen an den Winterquartieren der Weidetiere, an deren Standplätzen und Wasserstellen. Viel größer ist die Landschaftsbelastung durch wild angelegte Pisten, die verbreitert und verlegt, dann aufgegeben und an anderer Stelle neu geschaffen werden.

Überweidung und Holzeinschlag finden vor allem in Siedlungsnähe statt. Ihre Spuren sind jedoch im Grasland am gesamten Transsekt zu verfolgen, bis zu 30 km von Ulaangom entfernt. Die Auswirkungen der Überweidung sind umso größer, je höher die naturbedingte Prädisposition zur Landschaftsdegradation ist. Von der Wiesensteppe im Kharkhiraa über die Trockensteppe auf dem Pediment vor dem Gebirge bis hin zur Halbwüste in der See-Ebene des Uvs Nuur werden Degradationserscheinungen immer stärker. Der Holzeinschlag schafft dagegen erst die Prädisposition zur Landschaftsdegradation in bisher intakten Ökosystemen.

In der Gebirgswaldsteppe erkennt man an den Messpunkten S 5 und S 6 die Überweidung daran, dass im Pflanzenbestand Seggen (*Carex pediformis*) und Straußgras (*Agrostis trinii*) stark vertreten sind. Der Bedeckungsgrad der Vegetation beträgt dabei vielerorts noch 100%. In der Trockensteppe dünnt dagegen die überweidete Pflanzendecke aus. Der Bedeckungsgrad lag im Sommer 1998 an dem Messpunkt S 3 bei 35%, weit unter den Werten, die für die Halbwüste angegeben worden sind (SCHULZ 1988). Darüber hinaus zeigen Vorkommen von kleinwüchsigen Arten, wie Fingerkraut (*Potentilla acaulis*) und *Artemisia pectinata*, Degradation durch Überweidung an (HILBIG 1990).

Am deutlichsten sind die Auswirkungen unangepasster Beweidung in der Halbwüste. Am Messpunkt S 2 betrug im heißen und trockenen Sommer 1998 der Bedeckungsgrad der Vegetation 20%. Dies markiert eine Kontraktion des Pflanzenbestandes wie in der Wüste. In der lückenhaften Vegetationsdecke dominieren Polster von *Nanophyton erinaceum*, begleitet von Beifuß (*Artemisia pectinata*). Federgras und Laucharten fehlen (HILBIG 1990).

Steppe und Halbwüste sind der Bodenerosion ausgesetzt. Rinnen, Kolke und Gullies sowie Schluchten in der Lössdecke der Hänge und des Pediments zeugen von Wassererosion in der Wiesen- und Trockensteppe. Der hemmenden Wirkung der relativ dichten Wiesensteppe an den Stationen S 5 und S 6 stehen die hohe Neigung und Länge der Hänge entgegen. Auf den weniger geneigten Pedimentflächen erhöht die lückige Grasdecke das Erosionsrisiko in der Trockensteppe an der Station S 3. Am Hangfuß trifft man auf Kolluvien, in den Tälern auf Feinsedimente, die die Talauen und Senken füllen (KNOTHE et al. 2001). Von den Wirkungen des Windes zeugen in der Halbwüste einerseits Steinpflaster und Deflationswannen, andererseits Dünen und Treibsandaufgaben in der Nachbarschaft der Station S 2.

Rodungsflächen sind ebenfalls anfällig gegenüber Bodenerosion. Holzeinschlag bedeutet im Untersuchungsgebiet zumeist Kahlschlag. So wird die Bodendecke flächig freigelegt, ihr Zusammenhalt im Wurzelraum geht verloren. Derartige Rodungen gibt es nicht nur im Bergwald in der Umgebung der Station S 7, sondern auch an den bewaldeten Ufer der Flüsse und im Baumbestand am Rand der vernässten Senken bei Ulaangom. Grundwassernahe Bestände erholen sich zumeist. Dauerhafte Auswirkungen der Rodungen sind hier weniger zu beobachten als im Bergwald. Dort werden nach dem Holzeinschlag die Rodungsflächen vom Gras überwuchert. Einzelne Baumgruppen in der Wiesensteppe zeugen heute davon, wie weit der Wald zurückgedrängt worden ist.

Besonders stark ist die Bodenerosion an den befahrenen wie an den aufgegebenen Pisten (KNOTHE et al. 2001). In den verdichteten Fahrspuren sammelt sich Wasser, das in Senken

ausbricht und Kolke sowie Rinnen bildet. An trockenen Tagen wirbelt jedes Fahrzeug Feinmaterial auf den Fahrspuren auf, das der Wind weiter transportiert. Von dieser linienhaften Bodenerosion ist in erster Linie die Trockensteppe auf dem Pediment des Gebirges betroffen, dem die meisten Pisten folgen, die nach Ulaangom oder in die benachbarten regionalen Zentren führen.

Weniger ausgeprägte linienhafte Formen der Landschaftsdegradation sind im Gebirge an den Triftwegen der Weidetiere und an ihren Standplätzen anzutreffen. Dort ist die Pflanzendecke zerstört und der Boden zertreten. An den Hängen reißt die Bodendecke auf. Insbesondere in der alpinen Stufe werden Rutschungen ausgelöst. Viehtritt ist auch die Hauptursache für die Vernichtung der Vegetationsdecke und die Verdichtung des Bodens im Umkreis der Wasserstelle. Die Versorgung der Weidetiere mit Wasser bereitet dagegen gegenwärtig im Untersuchungsgebiet auch in einem heißen und trockenen Sommer wenig Probleme, da genügend Wasserstellen entlang der perennierenden Flüsse und Bäche sowie an den Austritten von Hang- und Grundwasser vorhanden sind (vgl. Kap.3.2.5).

Insgesamt ergeben die Formen und Auswirkungen der Landschaftsdegradation im westlichen Teil des Uvs-Nuur-Beckens und dessen Randgebirgen folgendes Bild:

- Die Halbwüste, die eine besonders hohe Prädisposition zur Landschaftsdegradation aufweist, ist durch eine nichtangepasste Weidenutzung, in der Ziegen eine immer größere Rolle spielen, am stärksten gefährdet. Wenn man Desertifikation als eine Komplex von Prozessen auffasst, durch den die betroffenen Landschaften den Charakter von Wüsten annehmen und in den für die menschliche Nutzung entscheidenden Kompartimenten, Bios, Boden und Wasser(haushalt) die Kennwerte der Wüste erreichen oder schon erreicht haben (MENSCHING u. SEUFFERT 2001), dann ist dieses Stadium im Inneren Uvs-Nuur-Becken bereits erreicht worden.
- Die Steppe ist vor allem dadurch gefährdet, dass hier nicht nur die Viehdichte am größten ist, sondern auch die meisten Pisten verlaufen. Dies kann im Endeffekt zu einem Übergreifen von Prozessen der Desertifikation führen. Die Vegetationsdecke weist bereits große Lücken auf. Allerdings ist die naturbedingte Prädisposition zur Landschaftsdegradation selbst in der Trockensteppe erheblich niedriger als in der Halbwüste, da auch in einem heißen und trockenen Sommer wie 1998 an einem Drittel der Tage die Voraussetzungen für einen kontinuierlichen Stofftransfer in Boden und Pflanze gegeben waren. Unter solchen Bedingungen wird jedoch eine weit geringere Sprossmasse ausgebildet als in feuchten Jahren. Wenn das mehrmals hintereinander erfolgt und das Gebiet überweidet sowie durch Bodenerosion aufgerissen wird, ist die Reproduktion des bisher vorhandenen Bestandes nicht mehr gewährleistet. Diese Gefahr besteht auch für die Wiesensteppe im Gebirge (OPP u. BARSCH 1993).
- Das Risiko einer naturbedingten Degradierung der Lärchenwälder und der Matten sowie Polsterfluren der alpinen Stufe durch einen weiteren Anstieg der Sommertemperaturen ist im Vergleich zur Steppe geringer. Durch Holzeinschlag kann es erheblich erhöht werden. Vor allem bei Kahlschlag werden die Rahmenbedingungen für den Landschaftshaushalt völlig verändert. Eine Landschaft, deren Stabilität sich vor allem aus ihrem Vermögen ergibt, äußere Einwirkungen abpuffern zu können, wird damit partiell instabil und den Auswirkungen heißer und trockener Sommer direkt ausgesetzt. Unter diesen Bedingungen kann sich der Bestand nicht regenerieren. Der Gebirgswald wird vernichtet. Dagegen stellen die Standplätze der Weidetiere und deren Triftwege nur örtlich ein Risikofaktor für die Existenz der Matten und Polsterfluren dar.

Landschaftsdegradation äußert sich nicht nur morphologisch oder in der Beschaffenheit der Vegetationsdecke, sondern schließt die Degradation der Böden ein (BOLTSHAUSER u. STENGEL 2002). In Anbetracht der hohen Belastungen der Halbwüste und der Steppe kann man die eingangs vorgestellte Einschätzung des Zustands der Böden in den Becken und Senken der Nordwest-Mongolei durch das International Soil Reference and Information Centre (IS-

RIC) in Wageningen (Abb. 8) bestätigen. Sie sind zu Recht als stark oder extrem gefährdet eingestuft worden.

5.3.2. Ansätze für den Schutz, die Pflege und die Entwicklung der Landschaften des westlichen Uvs-Nuur-Beckens und seiner Randgebirge

Bedenkt man, dass Übernutzung und Degradierung der landschaftlichen Ressourcen sich in allen Entwicklungsländern als eine der wesentlichen Ursachen für die Verschlechterung der Lebensbedingungen bzw. Verarmung der Bevölkerung erwiesen haben (BETKE 1994), so ergibt sich ein dringender Handlungsbedarf.

In der Mongolischen Verfassung ist der Viehbestand als Teil des Nationalreichtums erklärt worden, der von der Regierung geschützt werden muss (Artikel 5). Was getan werden soll, ist in den Leitlinien der Landwirtschaftspolitik festgeschrieben worden, die das Parlament 1996 verabschiedet hat. Zu diesen Leitlinien gehören die Sicherung des Viehbestandes durch die Anlage von Futtervorräten, den Ausbau der Wasserstellen (auf 70% der Weideflächen) und die Verbesserung der tierärztlichen Betreuung (NYAMDAAVA 2000). Die Infrastruktur soll ausgebaut und die Möglichkeiten des Absatzes tierischer Erzeugnisse sollen verbessert werden. Die Bildung von Kooperativen soll finanziell gefördert werden.

Die Umsetzung dieser Leitlinien wird allerdings Zeit brauchen und Geldmittel in einem Umfang erfordern, wie sie der Mongolei heute nicht zur Verfügung stehen. Zudem werden Fragen der Nachhaltigkeit der Landnutzung, beispielsweise beim Umgang mit Wasserressourcen, nicht ausdrücklich angesprochen. Durch kurzfristig angelegte Bemühungen um eine Steigerung der landwirtschaftlichen Erträge sollten aber Mittel- und Langfristschäden nicht impliziert werden (BARSCH, OPP u. STEINHARDT 1993).

Möglichkeiten, auf eine umweltverträgliche Weise Abhilfe zu schaffen, ergeben sich in Teilen des Untersuchungsgebietes dadurch, dass 771 ha der Steppen und Halbwüsten des Uvs-Nuur-Beckens seit 1997 einschließlich einiger Gebirgssteppen und -wälder ihrer westlichen Umgebung als Biosphärenreservat ausgewiesen worden sind. Biosphärenreservate sollen im Sinne des UNESCO Programms „Der Mensch und die Biosphäre“ (UNESCO-Resolution Nr. 2.313 von 1970) eine Modellfunktion für Schutz, Pflege und Entwicklung von Landschaften übernehmen. Dazu stehen, wenn auch in einem begrenzten Rahmen, nicht nur nationale, sondern auch internationale Mittel zur Verfügung.

Das interdisziplinäre Forschungsprojekt „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“, der Deutschen Forschungsgemeinschaft hatte die Aufgabe, in enger Zusammenarbeit mit einheimischen Wissenschaftlern dazu beizutragen, den Kenntnisstand über die Ausstattung und das Nutzungspotenzial des Biosphärenreservates zu erweitern und zu vertiefen (TRETER 1999).

Bisher ist am Uvs Nuur die Kernzone des Biosphärenreservates, die unmittelbare Umgebung des Sees, zum Naturschutzgebiet erklärt worden. An der Entwicklung und Förderung von Formen einer umweltschonenden Landnutzung in der Pflege- und Entwicklungszone wird gearbeitet. Geht man von den gegenwärtig zu beobachtenden Einwirkungen von Witterung und Klima auf den Landschaftszustand und die Landschaftsentwicklung aus, dann sind von besonderer Bedeutung

- eine Erweiterung der Gebiete unter Schutzstatus, so dass der weiteren Zerstörung der schwer geschädigten Vegetationsdecke der Halbwüste im Zentrum des Uvs-Nuur-Beckens Einhalt geboten werden kann, möglicherweise im Rahmen einer Pflege- und Entwicklungszone, in der Naturschutz Vorrang hat,
- ein nachhaltiges Weidemanagement, das die Mobilität der Tierhaltung in der Trockensteppe am Rande des Uvs-Nuur-Beckens und in der Wiesensteppe der Gebirge erhöht,

beispielsweise durch die Anlage befestigter Pisten zur Entschließung entfernter und höher gelegener Weidegründe,

- ein nachhaltiges Waldmanagement, das eine Reduzierung der Waldfläche verhindert und deren ökologische Aufwertung anstrebt, beispielsweise durch Wiederaufforstungen an den Standorten, die sich auf Grund ihrer Exposition und Hangneigungen anbieten. Untersuchungen dazu sind im Forschungsprojekt „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“ erfolgt (KASTNER 2000).

Es kann nur an Ort und Stelle entschieden werden, welche Maßnahmen im Einzelnen erforderlich und möglich sind, und wie man damit umgehen muss, dass das Gebiet am Uvs Nuur eines der Gebiete ist, in der sich die gegenwärtig zu beobachtende globale Erwärmung besonders stark auswirkt. Derartige Maßnahmen sind für den Schutz, die Pflege und die Entwicklung der Landschaften des westlichen Uvs-Nuur-Beckens und seiner Randgebirge unumgänglich. Unumgänglich ist auch, dass dabei Gemeinsamkeiten mit den Landnutzern, vor allem mit den Familien der nomadisierenden Hirten, gesucht werden müssen.

6. Zusammenfassung

Im Rahmen der Forschungsaufgabe „Klimamessungen und Klimamodellierungen als Determinanten zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik an Stationären im Uvs-Nuur-Becken/Nordmongolei“ galt es, Beziehungen zwischen dem von Witterung und Klima gesteuerten Energie-, Wasser- und Stoffhaushalt und dem Landschaftszustand sowie der Landschaftsentwicklung im westlichen Uvs-Nuur-Becken und seinem Gebirgsrand aufzuklären – als Beitrag des Institutes für Geoökologie der Universität Potsdam zu dem interdisziplinären Forschungsprojekt „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Drei Themenkomplexe standen im Mittelpunkt der Untersuchungen:

- die Widerspiegelung des globalen Temperaturanstieges im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen,
- die Veränderungen des landschaftlichen Energie-, Wasser und Stoffhaushaltes bei einem regionalen und lokalen Temperaturanstieg, die dadurch bedingten landschaftlichen Zustandsformen und der dabei ausgelöste Trockenstress,
- die Erhöhung der naturbedingten Prädisposition zur Degradation von Landschaften unter Trockenstress durch unangepasste Nutzung.

Für die Auswahl dieser Themenkomplexe sprach, dass die Szenarien zur globalen Erwärmung für die Mongolei und für benachbarte Gebiete Asiens hohe Werte des Temperaturanstiegs prognostiziert hatten und diese Regionen bei einer globalen Einschätzung der anthropogen induzierten Bodendegradation als stark oder extrem stark betroffen charakterisiert wurden. Dementsprechend wurden die Aufzeichnungen der seit 1943 bestehenden meteorologischen Station Ulaangom am Westrand des Uvs-Nuur-Beckens ausgewertet sowie die Daten analysiert, die in den Sommermonaten der Jahre 1997, 1998 und 1999 an neun Feldstationen auf einem Transsekt zwischen dem Kharkhiraa und dem See Uvs Nuur gewonnen wurden.

Das Transsekt erstreckte sich von den Polsterfluren und Matten der alpinen Stufe über die Gebirgswaldsteppe, die Trockensteppe bis zur Halbwüste. An den Messpunkten wurden landschaftliche Merkmalskombinationen zusammengestellt und für die Zeit von Ende Juni bis Anfang September 1998, in einem besonders trockenen und heißen Sommer, landschaftliche Zustandsformen durch Zeit-Verhaltens-Modelle (Stacks) gekennzeichnet. Diese bilden witterungsbedingten Schwankungen der Landschaftsmerkmale auf der Grundlage einer Clusteranalyse von ausgewählten Feldmesswerten ab.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen:

- Der globale Temperaturanstieg spiegelt sich im Uvs-Nuur-Becken und seinen Randgebirgen deutlich wider.
- Der Landschaftszustand wird dadurch vor allem in der Halbwüste, aber auch in den Wiesen der Gebirgswaldsteppe und in der Trockensteppe merklich beeinflusst.
- Landschaftsdegradation durch Trockenstress und unangepasste Nutzung vollzieht sich in erster Linie in der Halbwüste.

Betrachtet man die Ergebnisse im Einzelnen, so zeigt sich zunächst, dass der mehrphasige Anstieg der nordhemisphärischen Mitteltemperaturen während des 20. Jahrhunderts auch in Ulaangom erkennbar ist. Zwei Temperaturschübe, am Anfang des Jahrhunderts sowie von 1975 an, zeichnen sich ebenso ab wie die Stagnation des Anstiegs zwischen den 1940er

Jahren und dem Anfang der 1970er Jahre. In Ulaangom erhöhen sich die Wintertemperaturen am stärksten.

Die Sommertemperaturen nehmen erst seit mit Beginn der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts zu, seit dem allerdings kräftig. Die Niederschlagswerte verändern sich dagegen kaum. Das Uvs-Nuur-Becken gehört seit der Einrichtung von instrumentell belegten Beobachtungsreihen in der Mongolei zu den trockensten Regionen des Landes. Als bedeutend müssen hier schon Niederschlagsereignisse bezeichnet werden, bei denen die Tagessumme 5 mm überschreitet. Der Sommer 1998 war extrem trocken. Er gehörte zu den sieben niederschlagsärmsten seit Beobachtungsbeginn in Ulaangom.

Die Auswirkungen dieses Sommers äußern sich in den Zustandsformen der Landschaften am Ostrand des Kharkhiraa und im westlichen Uvs-Nuur-Becken. Ihre inhaltliche Kennzeichnung stützt sich sowohl auf die Parameter, die direkt in die Clusterung nach dem Average-Linkage-Verfahren eingegangen sind (Globalstrahlung, Lufttemperatur in 2 m Höhe, relative Luftfeuchte in 2 m Höhe sowie Bodentemperatur in 2 cm Tiefe) als auch auf solche, die mit diesen Daten verknüpft werden können, wie eine Hauptkomponentenanalyse gezeigt hat. Dazu gehören Niederschlag, Windgeschwindigkeit und -richtung, Luft- und Bodentemperaturen mit anderen Flurabständen als 2 m oder 2 cm sowie die Bodenfeuchte in Tiefen bis zu 60 cm.

Es zeigt sich, dass der Landschaftshaushalt im Turgen-Kharkhiraa-Gebirgskomplex durch die Höhenstufen des Klimas sowie die Neigung und Exposition der Standorte geprägt wird. Auf dem Pediment gehören dagegen die Reliefeigenschaften nicht mehr zu den maßgeblichen Regelgrößen des Landschaftshaushaltes. Globalstrahlung, Niederschlag und Verdunstung, Grundwasserfluss und die Eigenschaften des Substrates prägen hier den Energie- und Stoffumsatz in der Landschaft.

Zustandsformen, in denen die Hitze und Trockenheit dieses Sommers in erster Linie zum Ausdruck kommen, sind an allen Messpunkten aufgetreten, nimmt man die Station S 9 auf dem Gipfel des Khukh Uul sowie die Station S 1 in unmittelbarer Seenähe aus. In ihrer extremen Form sind Trockenperioden jedoch nur im Beckeninneren und am Fuß der Randgebirge, in der Halbwüste, in der Trockensteppe und in der Wiesensteppe zu beobachten. Im Bergwald sowie im Bereich der alpinen Matten und Polsterfluren fehlen sie.

Von der Hitze und Niederschlagsarmut des Sommers 1998 sind vor allem die grundwasserfreien Bereiche der Halbwüste betroffen. An vier Fünfteln der Tage des Beobachtungszeitraumes herrscht die Zustandsform C 3, die besonders starke Trockenheit anzeigt. Es fällt entweder gar kein Niederschlag oder nur so wenig, dass der seit dem Frühjahr erschöpfte Bodenwasservorrat nicht aufgefüllt wird. Das Verhältnis zwischen Niederschlag und potenzieller Verdunstung beträgt rund 1:12. Der Bedeckungsgrad durch die Vegetation liegt im Sommer bei 35%, weit unter den Werten, die für die Halbwüste angegeben werden.

In der Halbwüste zeichnet sich eine fortschreitende Desertifikation ab, zumal eine nichtangepasste Weidenutzung dominiert, in der Ziegen eine immer größere Rolle spielen. Dies gilt insbesondere für die Bereiche in Siedlungsnähe. Obwohl die naturbedingte Prädisposition zur Landschaftsdegradation in der Steppe erheblich niedriger ist als in der Halbwüste, ist örtlich auch der Bestand der Steppe gefährdet, weil hier nicht nur die Viehdichte am größten ist, sondern auch die meisten Pisten verlaufen. Dies kann im Endeffekt zu einem Übergreifen von Prozessen der Desertifikation führen.

Das Risiko einer naturbedingten Degradierung der Lärchenwälder und der Matten sowie Polsterfluren der alpinen Stufe durch einen weiteren Anstieg der Sommertemperaturen ist im Vergleich zur Halbwüste und Steppe deutlich geringer. Durch Holzeinschlag kann es allerdings erheblich erhöht werden. Vor allem bei Kahlschlag werden die Rahmenbedingungen für den Landschaftshaushalt völlig verändert.

Ein Ansatz zur Begrenzung der Umweltschäden ergibt sich in Teilen des Untersuchungsgebietes auf Grund der Tatsache, dass 771 ha der Steppen und Halbwüsten des Uvs-Nuur-Beckens seit 1997 einschließlich einiger Gebirgssteppen und -wälder ihrer westlichen Umgebung als Biosphärenreservat ausgewiesen worden sind. Möglich ist eine Erweiterung der Gebiete unter Schutzstatus, ein Weidemanagement, das die Mobilität der Tierhaltung in der Trockensteppe am Rande des Uvs-Nuur-Beckens und in der Wiesensteppe der Gebirge erhöht, beispielsweise durch die Anlage befestigter Pisten zur Entschließung entfernter und höher gelegener Weidegründe, und ein Waldmanagement, das eine Reduzierung der Waldfläche verhindert und deren ökologische Aufwertung anstrebt, beispielsweise durch Wiederaufforstungen an den Stellen, die sich auf Grund ihrer Exposition und Hangneigungen anbieten. Untersuchungen hierzu sind im Forschungsprojekt „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“ erfolgt.

Literaturverzeichnis

- ARAKCHAA, L.K., S.S. KURBATSKEYA u. A.S. SHISHIKIN (1996): Stepnye ekosistemy i ekologicheskie traditsii. In: RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES, SIBIRIAN DIVISION (Hrsg.): Global Monitoring and Uvs-Nuur Basin. Ulaangom 15.-18.08.1995, Moskau, 267 S.
- BACHER, J. (1994): Clusteranalyse. Anwendungsorientierte Einführung. München.
- BADARCH, G., B.F. WINDLEY u. A. KROENER (2000): Geology and plate tectonic evolution of Mongolia. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia:118-121.
- BAHRENBERG, G., E. GIESEN u. J. NIPPER (1992): Statistische Methoden in der Geographie. Bd. 2: Multivariate Statistik. Stuttgart, 415 S.
- BARSCHE, H., CH. OPP u. U. STEINHARDT (1993): Geoökologische Probleme in der Waldsteppe der nördlichen Mongolei. = Potsdamer Geographische Forschungen, Bd. 3. Potsdam.
- BARTHEL, H. (1983): Die regionale und jahreszeitliche Differenzierung des Klimas in der Mongolischen Volksrepublik. = Studia Geographica, Bd. 3, Physisch-Geographische Studien in Asien: 4-91. Brno.
- BASTIAN, O. (2000): Mongolei - Transformation und Umwelt in Zentralasien. Geographische Rundschau, 52,3: 22-42.
- BATKHISHIG, O. (2000): Influence of overgrazing for the soils cover in Mongolia. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 26-31.
- BERUCASVILI, N.L. (1971): Sezonnaya dinamika struktury i funktsionirovaniya fatsij i nekotorye voprosy ikh klassifikatsii. In: Topologiya geogistem 1971. Irkutsk.
- BERUCASVILI, N.L. (1976): Landshaftnye issledovaniya na Martskopskom stacionare. Tbilisi.
- BERUCASVILI, N.L. (1977): Die jahreszeitlich bedingte Dynamik der Struktur und die funktionalen Prozesse der Fazies. Peterm. Geogr. Mitt., 121 (1):13-16.
- BETKE, D. (1994): Land Use Planning in Technical Cooperation. Further Development of the Instrument on the Basis of Project Experience: Summary of the Results of the Regional Workshop Asia-Pacific Region, Kandy, Sri Lanka. 1 - 6 November 1993. Berlin.
- BETKE, D. (2003): Landnutzungsplanung. In: H. BARSCHE, H.-R. BORK u. R. SÖLLNER (Hrsg.): Landschaftsplanung – Umweltverträglichkeitsprüfung – Eingriffsregelung. Gotha, 435-451.
- BILLWITZ, K. (1997): Allgemeine Geoökologie. In: M. HENDL u. H. LIEDTKE (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. Gotha, 635-720.
- BLANK, B. (1999): Zur Bodenwasserdynamik ausgewählter Messpunkte im südwestlichen Uvs-Nuur-Becken in Abhängigkeit von Standorteigenschaften und Witterung. Diplomarbeit. Institut für Geoökologie. Universität Potsdam.
- BOLTSHAUSER, A. u. I. STENGEL (2002): Land Degradation on the Urban Fringe: The Example of Windhoek, Namibia. Die Erde. 133 (2), S. 201-222.

- BOCK, H.H. (1974): Automatische Klassifikation. Theoretische und praktische Methoden zur Gruppierung und Strukturierung von Daten (Cluster-Analyse). Göttingen.
- BORK, H.-R., H. BORK, C. DALCHOW, B. FAUST, H.-P. PIORR u. Th. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften. Gotha/Stuttgart.
- BORK, H.-R. u. C. DALCHOW (2000): Reliefaufnahme. In: H. BARSCH, K. BILLWITZ u. H.-R. BORK (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha/Stuttgart: 143-172.
- CHAPMAN, W.L. u. J.E. WALSH (1993): Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. Bulletin of the American Meteorological Society, 74: 33-47.
- DEICHSEL, G. u. H.J. TRAMPISCH (1985): Clusteranalyse und Diskriminanzanalyse. In: LORENZ, R.J. u. J. VOLLMAR: Biometrie. Stuttgart.
- FRISCH, W. u. J. LOESCHKE (1993): Plattentektonik. 3. überarbeitete Auflage. = Erträge der Forschung. Bd. 236. Darmstadt.
- GREIFENHAGEN, B. (2001): Ansätze und Methoden zur Erfassung der Bodenverbreitung am Beispiel eines Teils des Uvs-Nuur-Beckens, Mongolei. Diplomarbeit. Institut für Geographie. Universität Leipzig.
- GRUNERT, J., M. KLEIN, M. STUMBÖCK u. M. DASH (1999): Bodenentwicklung auf Altdünen im Uvs-Nuur-Becken: Die Erde, 130 (2): 97-115.
- HAASE, G (1983): Beiträge zur Bodengeographie der Mongolischen Volksrepublik. = Studia Geographica, Bd. 3, Physisch-Geographische Studien in Asien: 231-367. Brno.
- HÄCKEL, H. (1999): Meteorologie. 4. Auflage. Stuttgart. 448 S.
- HENDL, M. (1997): Allgemeine Klimageographie. In: M. HENDL u. H. LIEDTKE (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. Gotha: 329-448.
- HENNING, I. (1994): Hydroklima und Klimavegetation der Kontinente. Münstersche Geographische Arbeiten, 37.
- HEYER, E. (1984): Witterung und Klima. 6. Auflage. Leipzig.
- HILBIG, W., M. STUBBE, N. DAWAA, Z. SCHAMSRAN, M. DORN, K. HELMECKE, D. BUMZAA u. K. ULYKPAN (1984): Vergleichende biologisch-ökologische Untersuchungen in Hochgebirgen der Nordwest- und Südmongolei. Allgemeiner Bericht. = Erforschung biologischer Ressourcen der Mongolischen Volksrepublik. Bd. 4. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Wissenschaftliche Beiträge 1984/59 (P21). Halle.
- HILBIG, W. (1990): Pflanzengesellschaften der Mongolei. = Erforschung der biologischen Ressourcen der Mongolischen Volksrepublik. Bd. 8. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. Wissenschaftliche Beiträge 39/1990 (P44). Halle.
- HILBIG, W. (1999): Die Vegetation des Uvs-Nuur-Beckens (Uvs Aimak, Nordwestmongolei). Ergebnisse der Mongolisch-Deutschen Expeditionen, 234. Feddes Repertorium, 110 (7/8): 569-625.
- HORN, W. u. M. PAUL (2000): Abiotic and biotic features of typical rivers in the Uvs Nuur Basin. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 122-130.
- HOUGHTON, J.T. (1997): Globale Erwärmung – Fakten, Gefahren, Lösungswege. Berlin-Heidelberg-New York.

- KASANG, D. u. U. CUBASCH (2000): Die globale Mitteltemperatur im 20. und 21. Jahrhundert. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 144 (4):54-55.
- KASTNER, R. (2000): Pattern of Forest Distribution in Western Mongolia. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 67-73.
- KNOTHE, D, I. HEYMANN, O. STOCK, A. MEIXNER, H. KRAUDELT, D. DORDSCHGOTOV, D. BATBAJAR u. BAIRA (2001): Bodenbildung, Bodenverbreitung und Bodenzustand im Uvs-Nuur-Becken. = Potsdamer Geographische Forschungen, Bd. 19. Potsdam.
- KNOTHE, D, O. STOCK u. I. HEYMANN (1997): Bodenprofile am Haupt-Transsekt Uvs-Nuur-Becken. Forschungsunterlagen. Institut für Geoökologie. Universität Potsdam.
- KRAUKLIS, A.A. (1969): Strukturno-dinamiceskij facial'nyi analiz yuzhnotaezhnogo landshafta nizhnego Priangarya. In: Yuzhnaja tajga Priangarya. Leningrad.
- KRÜGER, W. (2001): Thermische und hygrische Differenzierung des Untersuchungsraumes während der Messperioden 1997, 1998 und 1999. In: KRÜGER, W., A. BARSCH, A. BAUER, B. BLANK u. S. LIERSCH: Wo Wasser Weiden wachsen lässt – Witterungsbedingte Dynamik von Geosystemen in der mongolischen Steppe. = Stoffdynamik in Geosystemen, Bd. 6. Universität Potsdam: 10-57.
- KRÜGER, W., A. BARSCH, A. BAUER, B. BLANK u. S. LIERSCH (2001): Wo Wasser Weiden wachsen lässt – Witterungsbedingte Dynamik von Geosystemen in der mongolischen Steppe. = Stoffdynamik in Geosystemen, Bd. 6. Universität Potsdam.
- KRÜGER, W. u. A. BAUER (2001): Zustandsformen von Landschaftskomplexen in Abhängigkeit von Witterung und Klima. In: KRÜGER, W., A. BARSCH, A. BAUER, B. BLANK u. S. LIERSCH: Wo Wasser Weiden wachsen lässt – Witterungsbedingte Dynamik von Geosystemen in der mongolischen Steppe. = Stoffdynamik in Geosystemen, Bd. 6. Universität Potsdam: 99-126.
- LEHMKUHL, F. (1997): Der Naturraum Zentral- und Hochasiens. *Geogr. Rundschau*, 49: 300-306.
- LEHMKUHL, F. (2000): Alluvial fans and pediments in Western Mongolia and their implication for neotectonic events and climate change. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 14-21.
- MARINOV, N.A., N.S. ZAJTSEV u. R.A. KHASIN (1972): Geologicheskaya karta Mongolskoj Narodnoj Respubliki 1: 500 000. Moskva.
- MENSCHING, H. u. O. SEUFFERT (2001): (Landschafts-)Degradation – Desertifikation: Erscheinungsformen, Entwicklung und Bekämpfung eines globalen Umweltsyndroms. *Peterm. Geogr. Mitt.*, 145(4): 6-15.
- MINISTRY FOR NATURE AND THE ENVIRONMENT (1997): Biodiversity Conservation Action Plan for Mongolia. Ulaanbaatar. Mongolia.
- MIZHIDDODZH, R., Sh. KHURELBAATAR u. Zh. BAIGALMAA (1991): Uvsnuurskaya kotlovina kak osobaya mestnost' v otnoshenii klimatichestkogo rezhima. In: STATE COMMITTEE FOR NATURE AND ENVIRONMENTAL PROTECTION OF MNR (Hrsg.): Global Change and Uvs Nuur. International Conference. Ulaanbaatar/Ulaangom: 8-12.
- MURZAEV, E.M. (1954): Die Mongolische Volksrepublik. Gotha.

- MÜLLER, B. (2000): Statistische Auswertung von Untersuchungsergebnissen. In: H. BARSCH, K. BILLWITZ u. H.-R. BORK (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha/Stuttgart: 407-449.
- MÜLLER, F.-V. u. J. JANZEN (1997): Die ländliche Mongolei heute. = Geographische Rundschau, 49 (5), S. 272-278.
- NEGENDANK, J.F.W., H. MILLER, H. V. STORCH, M.J. SCHWAB, M. WIDMANN und das KIHZ-KONSORTIUM (2002): KIHZ: Natürliche Klimaschwankungen in historischen Zeiten – Vom Klima der Vergangenheit zum Klimas der Zukunft durch Kopplung von Daten und Modellen. = Geoforschungszentrum Potsdam. Zweijahresbericht 2000/2001. Potsdam: 73-87.
- NYAMDAVAA, G. (2000): Mobile livestock keeping and its perspectives. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 174-176.
- OPP, Ch. (1994): Böden und Bodenprozesse in der Mongolei. Zeugen des Klima- und Nutzungswandels in Zentralasien. Geowissenschaften, 12 (9): 267-273.
- OPP, Ch. (1998): Geographische Landschaftsforschung im Uvs Nuur Becken (nördliches Innerasien). Universität Leipzig, 4: 20-25.
- OPP, Ch. u. H. BARSCH (1993): Geomorphological and Geoecological Processes in the Mountain Forest Steppe of Northern Mongolia. = Z. f. Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 92. Berlin-Stuttgart: 145-157.
- PAUL, M. u. W. HORN (2000): Lakes in the Uvs Nuur Basin: Ecosystem Features and Typology. = Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Bd. 205. M. WALTHER, J. JANZEN, F. RIEDEL u. H. KEUPP: State and Dynamics of Geosciences and Human Geography of Mongolia: 131-138.
- RICHTER, H., G. HAASE u. H. BARTHEL (1963): Besonderheiten des Periglazials unter kontinentalen Klimaverhältnissen Zentralasiens. Wiss. Zeitschr. TU Dresden, 12: 1153-1158.
- RICHTER, M (2001): Vegetationszonen der Erde. Gotha.
- SACHS, L. (1992): Angewandte Statistik. Berlin, Heidelberg.
- SCHUCHARD-FICHER, C., K. BACKHAUS, U. HUMME, W. LOHRBERG, W. PLINKE u. W. SCHREINER (1980): Multivariate Analysemethoden. Eine anwendungsorientierte Einführung. Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHULTZ, J. (1995): Die Ökozonen der Erde. 2. Auflage. Stuttgart.
- SOMMER, M u. U. TRETER (1999): Die Lärchenwälder der Gebirgswaldsteppe in den Randgebieten des Uvs Nuur-Beckens. Die Erde, 130 (2): 173-188.
- STEINHAUSEN, D. u. K. LANGER (1977): Clusteranalyse. Einführung in Methoden und Verfahren der automatischen Klassifizierung. Berlin.
- TRETER, U. (1999): Physisch-geographische Forschungen in der Mongolei. Die Erde, 130 (2): 89-96.
- VANNAHME, G. (1999): Bewertung der Produktivität arktischer Standorte am Beispiel eines nordsibirischen Tundragebietes der Taimyrhalbinsel. Dissertation. Universität Potsdam.

- VINNIKOW, K.Y., P.Y. GROISMAN u. K.M. LUGINA (1994): Global and Hemispheric Temperature Anomalies from Instrumental Surface Air Temperature Records. In: T.A. BODEN, D.P. KAISER, R.J. SEPANSKI u. F.W. STOSS (Hrsg.): Trends '93: A Compendium of Data on Global change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory. Oak Ridge: 615-627.
- WALTER, H. (1970): Vegetationszonen und Klima. Jena. 244 S.
- WALTER, H. u. H. LIETH (1960-1967): Klimadiagramm-Weltatlas (3 Lieferungen). Jena.
- WALTER, H. u. S.-W. BRECKLE (1991): Ökologie der Erde. 4. Spezielle Ökologie der Gemäßigten und Arktischen Zonen Euro-Nordasiens. Stuttgart.
- WALTHER, M. (1999): Befunde zur jungquartären Klimaentwicklung, rekonstruiert am Beispiel der Seespiegelstände des Uvs Nuur-Beckens (NW-Mongolei). Die Erde, 130 (2): 131-150.
- WILHELMY, H. (1993): Klimamorphologie. Geomorphologie in Stichworten, Teil IV. Kiel.
- WILMKING, M (1998): Von der Tundra zum Salzsee - Landschaftsökologische Differenzierung im westlichen Uvs-Nuur-Becken, Mongolei. Diplomarbeit. Institut für Geoökologie. Universität Potsdam.

Anhang

Zeitliche Zuordnung der Cluster zu den Zustandsformen

Tabelle 1A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 9

		Juni																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C																						1	1	1	1	1	2	1	3	3	4
Z																						D					C 2		B 3		

		Juli																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		4	2	1	5	5	3	3	4	4	4	4	6	6	6	6	6	3	6	6	1	6	1	1	1	2	6	5	6	6	1	2
Z		B 3	D	B 3	C 2	B 3										D					B 3		D									

		August																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		6	5	6	6	3	4	4	4	3	4	4	4	4	4	6	4	6	6	4	4	5	1	2	5	1	2	5	5	4	4	5
Z		B 3										D					B 3															

		September																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	
C		5	4	6	5	4	6																									
Z		B 3																														

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 2A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 8

		Juni																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	
C																						1	1	1	1	1	2	1	1	3	4	
Z																						B 3										C 2

		Juli																															
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade											
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.	
C		5	3	2	3	4	4	5	5	5	5	5	6	6	6	4	6	4	6	6	1	3	1	1	1	1	3	3	4	6	6	1	3
Z	C 2	B 3		C 2					B 2					B 3					B 2			B 3											

		August																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		3	4	6	6	4	4	4	4	4	5	4	5	5	5	6	5	6	6	4	5	4	1	2	3	1	2	3	4	6	4	3
Z	B 3	B 2		C 2					B 2					C 2		B 3					C 2											

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C		4	4	6	4	5	6																								
Z	C 2																														

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 3A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 7

		Juni																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C																						1	1	1	1	1	2	3	4	4	4
Z																						B 3					C 2				

		Juli																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		5	3	2	3	4	4	4	4	4	4	4	6	3	3	4	3	4	3	3	5	3	3	3	5	3	3	3	3	3	2	3
Z		B 2				C 2							B 2																			

		August																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		3	3	3	3	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	5	1	2	2	2	2	6	6	6	2
Z		B 2				C 2										B 2a			C 2					B 2								

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C		2	6																												
Z		B 2																													

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 4A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 6

		Juni																																
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade												
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.			
C																								1	1	1	1	2	1	3	4	5		
Z																																	B 3a	C 3

		Juli																																				
		1. Dekade											2. Dekade										3. Dekade															
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.						
C	5	3	2	3	4	4	4	5	5	5	5	6	6	6	4	6	4	6	2	1	3	2	2	2	1	3	4	4	6	2	2	2						
Z	C 3	C 2																																				

		August																																				
		1. Dekade											2. Dekade										3. Dekade															
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.						
C	6	6	2	2	6	6	6	4	4	4	4	5	5	5	6	5	6	6	4	5	6	1	2	2	2	2	2	6	6	6	2							
Z	C 1	B 2a																																				

		September																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	
C	2	6																														
Z	B 2a																															

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 5A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 5

		Juni																																			
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade															
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.						
C																							1	1	1	1	2	2	3	4	5						
Z																																B 3a		B 2a		C 2	C 3

		Juli																																					
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade																	
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.							
C		5	3	2	4	4	4	5	5	5	5	5	6	6	6	4	6	4	6	6	1	4	4	2	2	1	3	4	4	6	6	2	2						
Z	C 3																																						

		August																																					
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade																	
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.							
C		4	4	2	2	4	4	4	4	5	4	4	5	5	5	6	5	6	4	4	5	4	1	2	2	2	2	2	4	6	4	2							
Z	C 2																																						

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C		2	4																												
Z	B 2a																														

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 6A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 3

		Juni																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C																			1	1	2	3	4	4	4	4	4	3	5	1	1
Z																			C 3			B 2a						C 3			

		Juli																														
		1. Dekade											2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C	1	5	5	5	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	1	5	5	2	5	3	5	2	2	3	3	5	5	5	2	5	3	5
Z	C 3	B 2a		C 3					C 2			B 2a					C 2		B 2a													

		August																														
		1. Dekade											2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C	5	5	3	5	5	2	2	5	1	1	1	1	1	1	2	1	2	5	2	2	1	6	4	4	4	3	5	5	2	2	2	5
Z	B 2a			C 2			C 3					C 2					B 1a		B 2a			C 2			B 2a							

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C	5	2	2	2	2	2	2	4	4	4																					
Z	B 2a	C 2					B 2a																								

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 7A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 2

		Juni																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	
C																									1	1	1	1	1	2	2	2
Z																																

		Juli																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	3	2	2	2	3	2	4	2	4	3	4	2	2	2	3	4	1	3
Z		C 3																														

		August																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		2	2	4	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	3	2	3	3	3	5	1	1	1	1	1	1	1	4	1
Z		C 3										B 3a					C 2															

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C		1	3	4	1	3	6	6	1																						
Z		C 2		C 3																											

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Tabelle 8A: Abfolge landschaftlicher Zustandsformen an der Station S 1

		Juni																															
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade											
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.		
C																							1	1	1	1	2	1	1	3	3		
Z																							C 2										A 1g

		Juli																															
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade											
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.	
C		3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3	4	3	3	3	4	3	4	3	4	4	4	4	3	3	3	4	4	4	3
Z		A 1g																															

		August																														
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade										
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
C		3	3	4	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3	4	3	4	3	4	5	2	6	4	6	6	6	6	4	4
Z		A 1g										B 1a					A 1g															

		September																													
		1. Dekade										2. Dekade										3. Dekade									
		01.	02.	03.	04.	05.	06.	07.	08.	09.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
C		6	6	4	6	6	4	4																							
Z		A 1g																													

C: Bezeichnung des Clusters; Z: Bezeichnung der Zustandsform

Danksagung

Bei der Erstellung dieser Dissertation erhielt ich Unterstützung einer Vielzahl von Menschen, denen ich ganz herzlich danken möchte. In erster Linie danke ich meinem Betreuer Herrn Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork für seine Unterstützung sowie seine fachlichen Anregungen bei der Konzeption und während der Umsetzung dieser Arbeit.

Besonderer Dank gilt allen Beteiligten am Projekt „Klimamessungen und Klimamodellierungen als Determinanten zur Kennzeichnung der Landschaftsdynamik an Stationären im Uvs-Nuur-Becken/Nordmongolei“: dem Projektleiter Herrn PD Dr. Wolfgang Krüger, Herrn Andreas Bauer, Herrn Benjamin Blank, Herrn Jens Ibendorf, Herrn Jens Heidemann, Herrn Marc Thiele und Herrn Norbert Nickl sowie alle Studierenden der Universität Potsdam, die am Landschaftspraktikum teilgenommen haben und mit ihren Beiträgen maßgeblichen Anteil am Gelingen dieser Arbeit hatten.

Ebenso danke ich den Mitarbeitern der übrigen Arbeitsgruppen am Forschungsprogramm „Paläographische und biosphärische Bedingungen der Landschaftsentwicklung im Uvs-Nuur-Becken, Mongolei“ und deren Projektleitern Herrn PD Dr. Dieter Knothe, Frau Dr. Sybille Itzerott, Herrn Prof. Dr. Uwe Treter, Herrn Prof. Dr. Christian Opp, Herrn PD Dr. Olaf Bastian, Herrn Prof. Dr. Frank Lehmkuhl, Herrn Prof. Dr. Michael Walther, Herrn Prof. Dr. Jörg Grunert und Herrn Dr. Wolfgang Horn für die gute fachliche Zusammenarbeit.

Ein ganz besonderer und herzlicher Dank gilt den Mitarbeitern des Instituts für Geoökologie an der Mongolischen Akademie der Wissenschaften, insbesondere Herrn Prof. Dr. Dordzhgotov, Frau Chimegsaikhan, Herrn Sugar und Herrn Dr. Batnasan. Ihr Fachwissen, ihre Lokalkenntnisse und ihre logistische Unterstützung waren eine wesentliche Voraussetzung für die erfolgreiche Durchführung der Geländearbeiten. Их баярлалаа!

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei den Mitarbeitern der Söllner Consult GmbH, allen voran Herrn Prof. Dr. Rainer Söllner, für die Unterstützung und die gewährten Freiräume, ohne die ich diese Arbeit nicht hätte fertig stellen können.

Erklärung

Gemäß § 8 Abs. 1 der Promotionsordnung zur Erlangung des akademischen Grades „doctor rerum naturalium“ (Dr. rer. nat.) an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam vom 25.11.1999 erkläre ich hiermit, dass die vorliegende Arbeit bisher an keiner anderen Hochschule eingereicht worden ist sowie selbstständig und ausschließlich mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt wurde.

Potsdam, den 29.09.2003