

# Forschungsbericht

## **Nutzbarmachung von Fernerkundungsdaten für Modelle der Hydrologie**



gefördert durch  
Deutsche Agentur für Raumfahrtangelegenheiten (DARA)/  
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)

Förderkennzeichen  
50 EE 9503

Institut für Geographie,  
Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung,  
Ludwig-Maximilians-Universität München

# **Nutzbarmachung von Fernerkundungsdaten für Modelle der Hydrologie**

Durchgeführt am: Institut für Geographie  
Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung  
Ludwig-Maximilians-Universität München  
Luisenstr. 37  
80333 München

Projektleiter: Prof. Dr. W. Mauser

Projektwissenschaftler: Dipl.-Geogr. B. Eibl, Dr. I. Keding, Dr. K.P.Papathanassiou,  
Dr. D. Rieger, Dipl.-Geogr. M. Rombach, Dipl.-Geogr. R. Sigl,  
Dr. R. Stolz, Dipl.-Geogr. G. Strasser

Projektdauer: 1995 - 1999

Gefördert durch: Deutsche Agentur für Raumfahrtangelegenheiten (DARA)

Förderkennzeichen: 50 EE 9503

## Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Bedeutung und Potential der Fernerkundung für die hydrologische Modellierung</b>	<b>1</b>
1.1	Allgemein	1
1.2	Ziele des Forschungsvorhabens	2
<b>2</b>	<b>Untersuchungsgebiet</b>	<b>3</b>
<b>3</b>	<b>Integration von Fernerkundungsdaten in ein Modell</b>	<b>5</b>
3.1	Übersicht	5
3.2	Das Modell PROMET	5
3.2.1	Das Strahlungsmodell	7
3.2.2	Das Bodenwasserteilmodell	8
3.2.3	Das Pflanzenteilmodell	10
3.2.4	Das aerodynamische Modell	13
3.2.5	Das Schneemodell	14
3.3	Nutzung von Fernerkundungsdaten zur Verbesserung des Dateninputs und zur Validierung der Modellergebnisse	16
3.3.1	Datenmanagement im PROMET	16
3.3.2	Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Flächenparameter	18
<b>4</b>	<b>Geländedaten</b>	<b>21</b>
4.1	Mikroklimatologische Messungen	22
4.2	Bodenfeuchtemessungen	27
4.2.1	Bodenfeuchtebestimmung mittels Gravimetrie	27
4.2.2	Tensiometer	27
4.2.3	TDR-Messungen	28
4.2.4	Vergleichende Diskussion der Messergebnisse	29
4.3	Pflanzenproben	30
4.3.1	Bestimmung von Wuchshöhe, Biomasse und Phänologie	30
4.3.2	Erfassung der Wiesenstruktur	34
4.3.3	LAI-Messungen	37
4.4	Landnutzungskartierung	38
4.5	Digitale Zusatzinformationen	40
4.5.1	Bodenkarte	40
4.5.2	Digitales Geländemodell	41
<b>5</b>	<b>ERS.SAR-Daten</b>	<b>42</b>
5.1	Datenprozessierung	42
5.1.1	RAW Daten Prozessierung	42
5.1.2	Radiometrische Kalibrierung	42
5.1.3	Geometrische und radiometrische Geländekorrektur	43
5.2	ERS.SAR-Interferometrie	48
5.2.1	Prinzip der SAR-Interferometrie	48
5.2.2	Prozessierschritte	50
5.2.3	Implementierung des interferometrischen Prozessors	54
5.3	Datensatz	56
<b>6</b>	<b>Ableitung hydrologischer Parameter aus ERS.SAR-Daten</b>	<b>58</b>
6.1	Ableitung der Bodenfeuchte	58
6.1.1	Einführung	58
6.1.2	Methode	58

6.1.2.1	Eliminierung der Vegetation	58
6.1.2.2	Eliminierung des Bodentypes	61
6.1.3	Berechnung der Bodenfeuchte aus ERS-Daten	61
6.1.3.1	Verifikation der berechneten Bodenfeuchte	61
6.1.3.2	Räumliche Verteilung der Bodenfeuchte	62
6.2	Bestimmung der Biomasse von Grünland	64
6.2.1	Einführung	64
6.2.2	Geländedaten	64
6.2.3	Methode	65
6.2.4	Räumliche Verteilung der Grünlandbiomasse	67
6.3	Ermittlung des Mahdtermins	70
6.4	Vergleich des interferometrisch erstelltem Digitalen Höhenmodell mit einem konventionellen Digitalen Geländemodell	74
<b>7</b>	<b>Landnutzungsklassifikation aus LANDSAT-TM Daten</b>	<b>77</b>
7.1	Einführung	77
7.2	Entwicklung des wissensbasierten Fuzzy Logic Klassifikators ENPOC	77
7.2.1	Methode	78
7.2.2	Datensatz und Vorprozessierung	82
7.2.2.1	Aufbereitung der Fernerkundungsdaten	82
7.2.2.2	Erstellung einer Agro-knowledge base für das Ammereinzugsgebiet	83
7.3	Erstellung der Membership Functions	84
7.4	Anwendung des Klassifikators	84
7.4.1	Darstellung der Ergebnisse	85
7.4.2	Einschränkungen	86
7.5	Multisensoraler Klassifikationsansatz	88
7.5.1	Erstellung einer Grünlandmaske	88
7.5.2	Ergebnisse	90
<b>8</b>	<b>Ableitung der Globalstrahlung</b>	<b>92</b>
8.1	Einführung	92
8.2	METEOSAT-VISSR-Daten	92
8.3	Modellierung der Globalstrahlung unter Einfluss der Wolken	93
8.3.1	Ableitung des effektiven Bedeckungsgrades	94
8.3.2	Bestimmung des Grauwertes für $L_{\max}$	95
8.4	Globalstrahlungsdaten der Stationsmessnetze	95
8.4.1	Messungen des Deutschen Wetterdienstes	95
8.4.2	Messungen des Bayerischen Agrarmeteorologischen Messnetzes	96
8.5	Flächenhafte Modellierung der Globalstrahlung und Validierung	96
<b>9</b>	<b>Ableitung der Albedo</b>	<b>98</b>
9.1	Einführung	98
9.2	Ableitung der Albedo aus NOAA-AVHRR-Daten	98
9.2.1	Empfang der NOAA-AVHRR-Daten	98
9.2.2	Datensatz und Datenaufbereitung	98
9.2.3	Atmosphärenkorrektur	99
9.2.4	Ergebnis	100
9.3	Verwendung weiterer optischer Sensoren	100
9.3.1	Einführung	100
9.3.2	Datensatz und Datenaufbereitung	104
9.3.2.1	Geometrische Aufbereitung	106
9.3.2.2	Kalibrierung	107
9.3.2.3	Atmosphärenkorrektur	107



9.3.3	Berechnung der Albedo	107
9.3.4	Validierung der Reflexionswerte	111
<b>10</b>	<b>Validierung modellierter Bodenfeuchtwerte</b>	<b>116</b>
10.1	Einführung	116
10.2	Modellierung der Bodenfeuchte	116
10.3	Vergleich modellierte, aus ERS-Daten abgeleitete und gemessene Bodenfeuchte	117
10.4	Diskussion	118
<b>11</b>	<b>Fernerkundungsbasiertes Hochwassermodell IFFS</b>	<b>121</b>
11.1	Einführung	121
11.2	Methodik	121
11.2.1	Fernerkundung und GIS-Analysen für die statische Beschreibung eines Einzugsgebietes	123
11.2.2	Bestimmung der Bodenfeuchteverteilung	124
11.3	Hochwassermodellierung für die Ammer	125
11.4	Diskussion	127
<b>12</b>	<b>Veröffentlichungen im Projekt</b>	<b>129</b>
<b>13</b>	<b>Vorträge und Präsentationen</b>	<b>131</b>
<b>14</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>132</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Überblick über das fernerkundbare Spektrum und die bestimm- baren hydrologisch relevanten Landoberflächenparameter	1
Abb. 2.1: Lage des Einzugsgebietes der Ammer	3
Abb. 2.2: Gliederung des Gebietes nach naturräumlichen Einheiten	3
Abb. 3.1: Die Modellstruktur von PROMET	7
Abb. 3.2: Schematische Darstellung der an der Verdunstung beteiligten Widerstände	11
Abb. 3.3: Grundkonzept des Modelllaufes mit PROMET	17
Abb. 4.1: Lage der Testfelder im Einzugsgebiet der Ammer	21
Abb. 4.2: Messergebnis der Reflexions- und Globalstrahlung	22
Abb. 4.3: Messergebnis der Relativen Feuchte und der Temperatur	23
Abb. 4.4: Messergebnis der Verdunstung	23
Abb. 4.5: Messturm	26
Abb. 4.6: Tensiometer	28
Abb. 4.7: TDR-Messgerät	29
Abb. 4.8: Bodenfeuchte und Niederschlag gemessen an institutseigenen Messstationen	30
Abb. 4.9: Verlauf der Vegetationsparameter für Wiese 1997	32
Abb. 4.10: Verlauf der Vegetationsparameter für Mais 1997	33
Abb. 4.11: Struktureller Aufbau von Wiesen	34
Abb. 4.12: Änderungen der Wiesenstruktur während der Vegetationsperiode	35
Abb. 4.13: Veränderung der Pflanzenarten vor und nach der ersten Mahd	36
Abb. 4.14: Abnahme der Pflanzenvielfalt nach der ersten Mahd	36
Abb. 4.15: LAI-Messungen	38
Abb. 4.16: Kartierung des Gebiets Etting während der ERS-Tandem-Mission	39
Abb. 4.17: Digitale Bodenkarte des Ammereinzugsgebietes	40
Abb. 4.18: Höhen-, Gefälle- und Expositionsinformation aus MilGEO	41
Abb. 5.1: Prinzip der Geländekorrektur der ERS.SAR-Daten	44
Abb. 5.2: Erster Schritt der Geländekorrektur von ERS.SAR-Daten	45
Abb. 5.3: Zweiter Schritt der Geländekorrektur von ERS.SAR-Daten	46
Abb. 5.4: Vergleich „Ground Range“-Bild mit geländekorrigiertem Intensitätsbild	47
Abb. 5.5: Interferometrische Aufnahmegeometrie	48
Abb. 5.6: Interferometrische Prozessierschritte	51
Abb. 5.7: Prinzip des „Phase Unwrapping“	52
Abb. 5.8: Abhängigkeit der Auflösung von der Länge der Basislinie	53
Abb. 5.9: Interferometrisch prozessiertes Digitales Höhenmodell	55
Abb. 6.1: Rauigkeitskorrigierte Beziehung zwischen der Oberflächenbodenfeuchte und dem Radarrückstreuoeffizienten unter Verwendung aller Feldfrüchte	59
Abb. 6.2: Transmissivitätsverhalten der Wiesen verglichen mit Ergebnissen der MIMICS Simulation	60
Abb. 6.3: Beziehungen zwischen Bodenfeuchte und Dielektrizitätskonstante für unterschiedliche Bodenarten für eine Frequenz	61
Abb. 6.4: Vergleich der berechneten mit gemessenen Bodenfeuchte	62
Abb. 6.5: Räumliche Verteilung von Bodenfeuchtwerten berechnet aus ERS Daten	63
Abb. 6.6: Korrelation zwischen der mittleren Bestandeshöhe und der trockenen Biomasse	64
Abb. 6.7: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und der Radarrückstreuung intensiver und extensiver Wiesen	65
Abb. 6.8: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und der Radarrückstreuung ohne und mit Pflanzenwasserkorrektur	66
Abb. 6.9: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und dem Radarrückstreu- koeffizienten der georeferenzierten Radardaten vor / nach dem ersten Schnitt	67

Abb. 6.10: Berechnete Biomassen der Grünlandbereiche berechnet aus ERS-Daten	69
Abb. 6.11: Berechnete Entwicklung der Biomasse vor dem ersten Mahdtermin	70
Abb. 6.12: Kohärenzkarten der Datenpaare der ERS-1/-2 Tandem-Mission	72
Abb. 6.13: Kohärenz der Wiesen im Ammereinzugsgebiet	73
Abb. 6.14: Mahdkarte	73
Abb. 6.15: IF-DHM und MilGEO	74
Abb. 6.16: Korrelation zwischen dem IF-DHM und dem MilGEO	75
Abb. 6.17: Nord – Süd – Profil durch das Untersuchungsgebiet	75
Abb. 6.18: Vergleich der Fließwege berechnet aus interferometrischen Höhenmodell und MilGEO	76
Abb. 7.1: Die Zugehörigkeitsfunktion für die Klasse „Weizen“ in Abhängigkeit von der Höhenlage.	79
Abb. 7.2: Ablaufkonzept des <i>Environmental Possibility Classifiers</i> (ENPOC)	80
Abb. 7.3: Der Ablauf der ENPOC-Klassifikation, dargestellt an einem Beispiel	81
Abb. 7.4: Die Beziehung zwischen dem Aufnahmewinkel und dem Höhenunterschied	82
Abb. 7.5: Spektrale Signaturen verschiedener Landnutzungen	85
Abb. 7.6: Ergebnis der wissensbasierten Landnutzungsklassifikation	87
Abb. 7.7: Vergleich des Rückstreuverhaltens (in Vegetationsperiode 1995) und den spektralen Signaturen aus dem TM-Datensatz für ausgewählte Wiesen	88
Abb. 7.8: Der Rückstreukoeffizient für Mais, Getreide und Grünland	89
Abb. 7.9: Der Rückstreukoeffizient für die verschiedenen Grünlandtrainingsgebiete	90
Abb. 7.10: Das „Konsenzbild“ des multisensoralen Klassifikationssatzes	91
Abb. 8.1: Regression zwischen Werten der Globalstrahlung aus METEOSAT-Daten, Wolkenmodell und Messungen	97
Abb. 9.1: Albedo aus NOAA-14 Daten für Süddeutschland (ohne Berücksichtigung der Geländehöhe)	101
Abb. 9.2: Albedo aus NOAA-14 Daten für das Ammereinzugsgebiet (unter Berücksichtigung der Geländehöhe)	102
Abb. 9.3: Vergleich von Albedowerten aus NOAA-14 Daten, Geländeerhebungen und Literatur	103
Abb. 9.4: Lage des Testgebietes	104
Abb. 9.5: Arbeitsschritte der Datenaufbereitung	106
Abb. 9.6: Ableitung der Kalibrierwerte für WIFS aus MOS	107
Abb. 9.7: Lage der Bildausschnitte für die Berechnung der Korrelation	108
Abb. 9.8: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und MOS	109
Abb. 9.9: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und MOS	109
Abb. 9.10: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und WIFS	110
Abb. 9.11: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und WIFS	110
Abb. 9.12: Spektrale Anpassung der Kanäle des MOS-B auf NOAA-14 und WIFS	111
Abb. 9.13: Reflexion in NOAA-14, MOS und WIFS-Kanälen für den 14.06.1996	112
Abb. 9.14: Anteil der vier Landnutzungsklassen	113
Abb. 9.15: Spektren der Landnutzungsklassen in MOS und WIFS für 14.06.1996	113
Abb. 9.16: Differenzbild der Reflexionen aus WIFS – MOS	114
Abb. 9.17: Korrelation zwischen MOS-B / WIFS und MOS-B / NOAA-14	115
Abb. 10.1: Schema des SVAT-Modells	116
Abb. 10.2: Räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte aus ERS und PROMET-V	117
Abb. 10.3: Vergleich der berechneten Bodenfeuchte (ERS, PROMET-V) mit Geländemessungen (TDR, Tensiometer)	118
Abb. 10.4: Vergleich der modellierten Bodenfeuchte mit der Bodenkarte	119
Abb. 10.5: Beziehungen zwischen der Bodenfeuchte und der Dielektrizitätskonstanten in Abhängigkeit der Bodenart	120

Abb. 11.1: Methodik zur statischen Beschreibung des Einzugsgebietes sowie für den dynamischen Aufbau von IFFS	122
Abb. 11.2: Räumliche Eingabeparameter für IFFS	123
Abb. 11.3: Landnutzung, digitalisierte Bodenkarte, CN-Werte	124
Abb. 11.4: Bodenfeuchte abgeleitet aus den ERS-Daten vom 23./24.08.1995	125
Abb. 11.5: Pegelstationen des Ammereinzugsgebiets	126
Abb. 11.6: Modellierter Abfluß des Hochwasserereignisses im Ammereinzugsgebiet	126
Abb. 11.7: Vergleich des gemessenen und modellierten Abflusses	127

## Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1: Potentiell erforderliche Flächenparameter für einen Modelllauf mit PROMET	18
Tab. 3.2: Übersicht der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Flächenparameter	19
Tab. 4.1: Vergleich der unterschiedlichen Pflanzenhöhen vor und nach dem ersten Schnitt für unterschiedliche Wiesen 1995 und 1996	35
Tab. 4.2: Flurkartengrundlage für die kartierte Testflächen im Einzugsgebiet der Ammer	38
Tab. 5.1: Qualitätsbeeinflussende Parameter in der SAR Interferometrie	50
Tab. 5.2: Überblick über Verfügbarkeit der Programme	54
Tab. 5.3: ERS-1/-2 Datensatz	56
Tab. 5.4: ERS – Tandem-Mission-Daten	57
Tab. 6.1: dB vs. DC: Funktion der Beziehung zwischen dem Radarrückstreuko- effizienten und der Dielektrizitätskonstanten	60
Tab. 6.2: Statistik der ERS-Datensätze	66
Tab. 6.3: Verfügbare ERS Daten zur Biomassenbestimmung vor der ersten Mahd	67
Tab. 6.4: Mittlerer Niederschlagsmessungen vor und während der ERS-Aufnahme	68
Tab. 6.5: Wetterinformationen des DWD zu den ERS Aufnahmeterminen	71
Tab. 7.1: Die Definitionsbereiche der Expertenregeln für das Testgebiet	84
Tab. 7.2: Ausgewählte Klassen und die Anzahl der jeweiligen Trainingsgebiete für die ENPOC-Klassifikation	85
Tab. 7.3: Vergleich der Klassifikationsergebnisse der ENPOC und Standard ML- Klassifikation mit den statistischen Zensusdaten	86
Tab. 7.4: Der verwendete ERS SAR Datensatz	88
Tab. 9.1: Überblick über Sensoreigenschaften und verwendete Kanäle	105
Tab. 10.1: Mittlere Abweichung der Bodenfeuchteergebnisse	118

# 1 Bedeutung und Potential der Fernerkundung für die hydrologische Modellierung

## 1.1 Allgemein

Für die Erstellung komplexer Modelle in der Hydrologie werden in der Regel Datensätze benötigt, die flächendeckende, quantitative Informationen über die im System beteiligten Prozessabläufe und Prozessparameter liefern. Diese Informationen können über geeignete Interpolationsverfahren aus Punktmessungen abgeleitet werden, beinhalten jedoch das Problem, dass die interpolierten Bereiche aufgrund zu weitmaschiger Messnetze lediglich eine grobe Annäherung an die Wirklichkeit darstellen können. Die Fernerkundung ist dagegen in der Lage, über die Reflexions- und Emissionseigenschaften der Erdoberfläche flächendeckende Informationen von Landoberflächenparametern zu ermitteln. Voraussetzung dafür sind geeignete Algorithmen, die in der Lage sind das elektromagnetische Signal so zu interpretieren, dass eine optimale Korrelation mit den am Boden gemessenen Kalibrierungsdaten besteht.

Für die Erhebung hydrologischer Parameter kann das gesamte elektromagnetische Spektrum vom sichtbaren Bereich bis zum Mikrowellenbereich wertvolle Informationen liefern (Abb. 1.1). Im abgelaufenen Projekt wurde vor allem versucht durch die Kombination verschiedener Fernerkundungsdaten und -plattformen detaillierte Informationen für die Bestimmung der verschiedenen für hydrologische Modelle relevanten Landoberflächenparameter zu erhalten. Durch die Verwendung neuer optischer und Mikrowellen-Sensoren mit verbesserter radiometrischer und geometrischer Auflösung konnte neben der flächendeckenden Bestimmung der Einzelparame-ter auch deren zeitliche Dynamik näher betrachtet werden. Damit bietet die Fernerkundung hervorragende Möglichkeiten adäquate Datensätze für hydrologische Modelle zu liefern, die den Genauigkeitsanforderungen für den praxisbezogenen Einsatz gerecht werden.

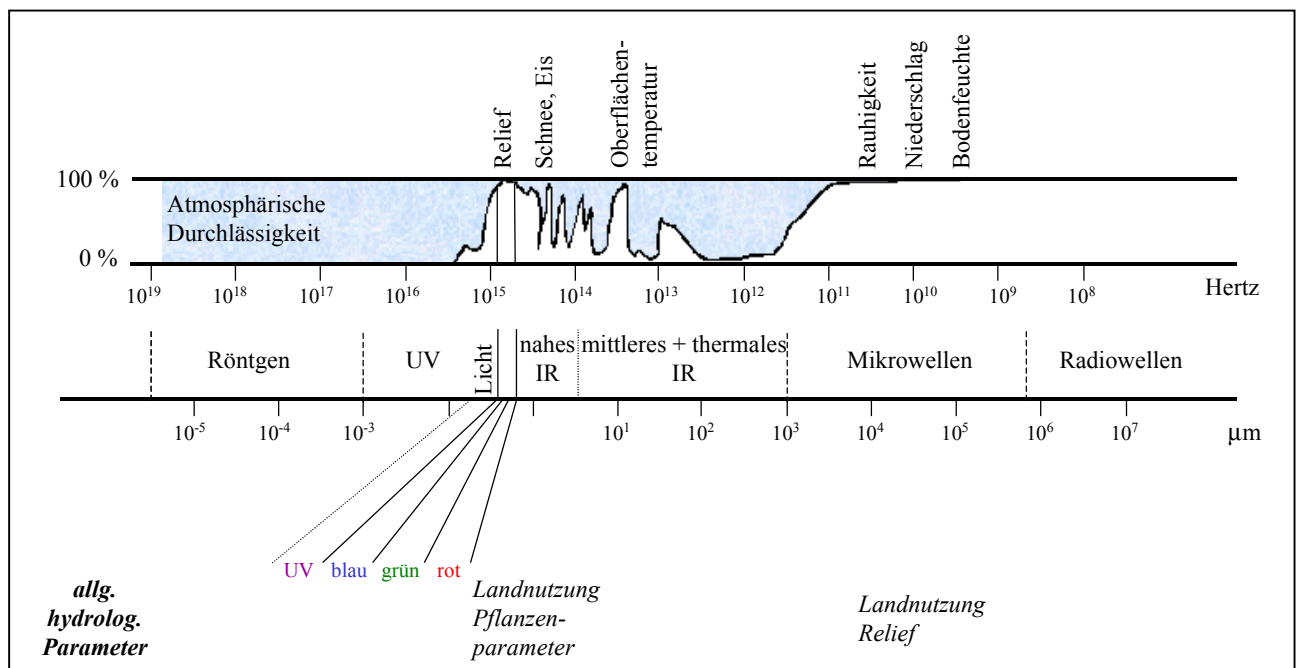


Abb. 1.1: Überblick über das fernerkundbare Spektrum und die bestimm- baren hydrologisch relevanten Landoberflächenparameter

## 1.2 Ziele des Forschungsvorhabens

Das Gesamtziel des Vorhabens bestand in der Nutzbarmachung von Fernerkundungsdaten für die hydrologische Modellierung. Im Vordergrund stand dabei die Verwendung von ERS-Daten, um Landoberflächenparameter flächenhaft zu ermitteln. Gleichzeitig wurde aber auch die Eignung optischer Satelliten als Quelle für den Dateninput bei der Modellierung hydrologischer Prozesse untersucht. Durch diese synergetische Inwertsetzung der von verschiedenen Fernerkundungssystemen zur Verfügung gestellten Landoberflächeninformationen konnten neue Impulse für eine dynamische Modellierung hydrologischer Prozesse gegeben werden. Anliegen des Projektes war es dabei vor allem:

- geeignete Verfahren zu entwickeln, um die Fernerkundungsdaten gemeinsam auszuwerten und die von den jeweiligen Sensoren zur Verfügung gestellten Informationen zu kombinieren.
- geeignete Verfahren zu entwickeln, um die Oberflächenparameter, die von Fernerkundungssystemen in unterschiedlicher zeitlicher und räumlicher Auflösung erfasst werden, in einer GIS- und Modellstruktur dynamisch zu vereinen.

Am Beispiel der Untersuchungsgebiete „Einzugsgebiet Ammer“ und des Teileinzugsgebietes „Ettinger Bach“ (Kap. 2) wurde eine umfangreiche Datenbank erstellt, die sowohl die Flächeninformationen der Fernerkundungsdaten enthält, wie auch die weiterhin sehr wichtigen Basisdaten (Relief, Gewässer, Böden etc.) und terrestrischen Messungen (Abfluss, Bodenfeuchte, meteorologische Messungen). Für diese Testgebiete wurde exemplarisch die Umsetzung folgender Hauptziele durchgeführt, die im Projektantrag formuliert wurden:

1. Die Entwicklung eines Modells zur Bestimmung der Wasser- und Energiebilanz des Testgebietes auf der Basis von Informationen aus der Fernerkundung (v.a. ERS-Daten, wegen ihrer guten Eignung zur Bestimmung hydrologischer Parameter). Das Modell soll dynamisch und räumlich heterogen die einlaufenden Fernerkundungsdaten in die Modellrechnungen integrieren und damit die Vorteile der Fernerkundungsdaten voll nutzen (vgl. Kap. 3).
2. Die Entwicklung von Verfahren zur Nutzung des synergetischen Informationsgehaltes von Daten des ERS und anderen Fernerkundungssystemen zur Gewinnung von Landoberflächenparametern, die in der Modellierung hydrologischer Prozesse im gewählten Einzugsgebiet Verwendung finden (vgl. Kap. 6 - 9).

Der hydrologischen Modellierung kommt heute besonders aus Sicht der Anwender und der Praxis eine besondere Bedeutung zu. Gerade das Pfingst-Hochwasser 1999 in Bayern oder etwa das Oder-Hochwasser 1997 haben die Notwendigkeit geeigneter Vorhersagemodelle für die Katastrophenvorbeugung dramatisch vor Augen geführt. Genauso sind für die Klimamodellierung oder die Klimafolgeforschung räumlich und zeitlich hochaufgelöste Wasserhaushaltsmodelle erforderlich, da ca. 70 % des globalen Energieumsatzes durch den Transport bzw. durch die Aggregatsumwandlung des Wassers erfolgt. Die Fernerkundung bietet hervorragende Möglichkeiten, wichtige Teilkomponenten für die Modellierung des Wasser- und Energiehaushaltes bereitzustellen, wobei ein Maximum an Aktualität und Genauigkeit (v.a. räumlich) gewährleistet werden kann.

Die Modellierung selbst erfolgt am Institut für Geographie (Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung, IGGF) mit dem Modell PROMET. Das Modell wurde vom Antragsteller entwickelt (MAUSER 1989) und in den letzten Jahren ständig fortgeführt bzw. verbessert (STRASSER 1998, SCHÄDLICH 1998, SCHNEIDER 1999). Im folgenden soll ein kurzer Einblick in die Modellstruktur gegeben werden, Dabei wird aufgezeigt, welche Inputdaten aus der Fernerkundung hilfreich sind, um eine verbesserte Modellierung des Wasserhaushalts, besonders im Hinblick auf anwendungsorientierte Fragestellungen, zu gewährleisten.

## 2 Untersuchungsgebiet

Als Untersuchungsgebiet wurde das Einzugsgebiet der Ammer ausgesucht. Das Einzugsgebiet der Ammer dient dem Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung am Institut für Geographie (IGGF) als zentrales Testgebiet für verschiedene Projekte. Deshalb kann auf reichhaltige Datensätze zurückgegriffen (Fernerkundungsdaten, Bodenmessungen) werden, was auch diesem Projekt zugute kam.

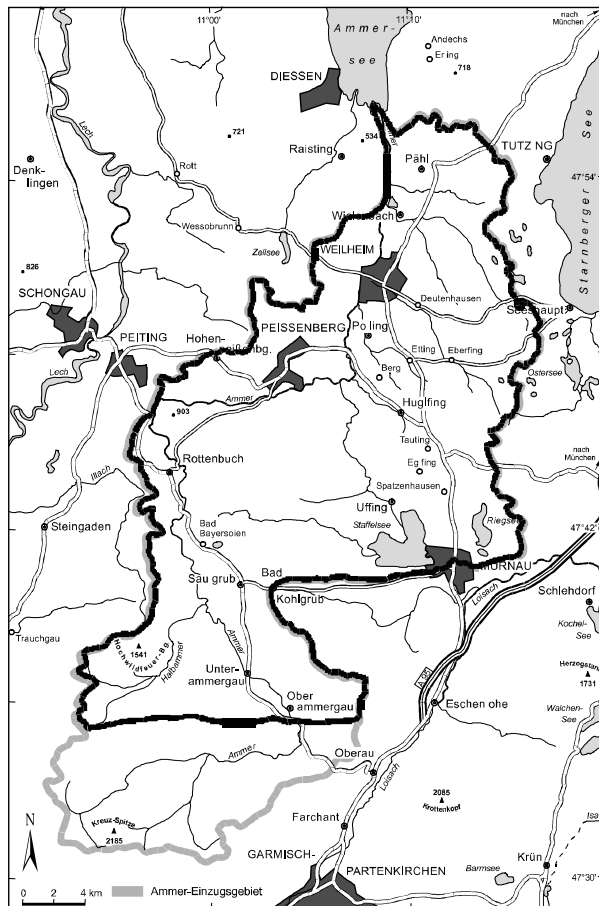


Abb. 2.1: Lage des Einzugsgebietes der Ammer

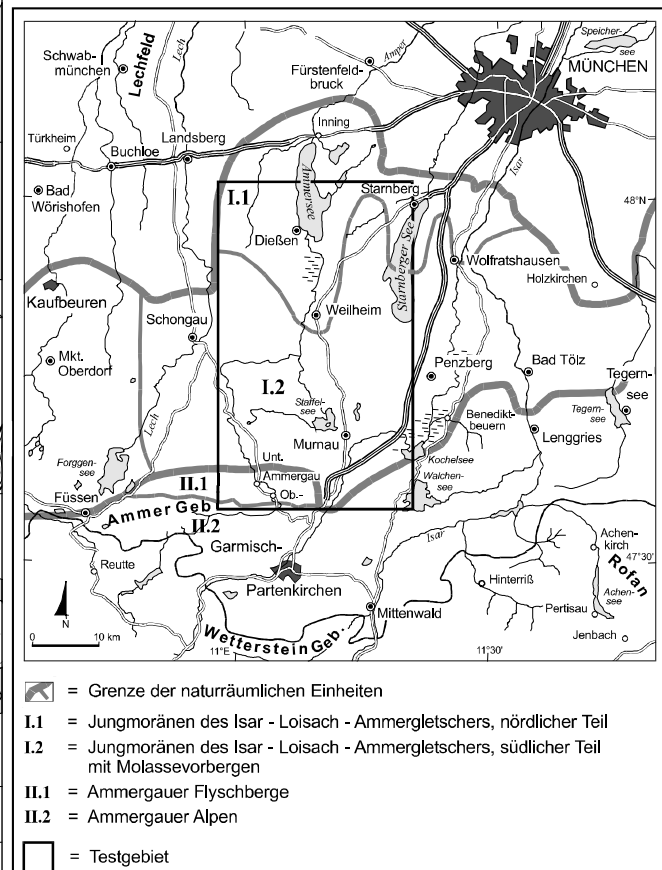


Abb. 2.2: Gliederung des Gebietes nach naturräumlichen Einheiten (Kartogr.: V. Falck)

Das Gebiet liegt im bayerischen Alpenvorland südwestlich von München (Abb. 2.1). Die Ammer entspringt im Ammergebirge in den Nördlichen Kalkalpen und mündet im Bereich der Jungmoränenlandschaft in den Ammersee. Die größte Erhebung stellt die Kreuzspitze am Südrand des Ammergebirges mit 2185 m ü. NN dar. Die Ammer mündet in den gleichnamigen See etwas nördlich der Ortschaft Fischen in einer Meereshöhe von 533 m. Die Gefälledifferenz vom Ursprung bis zur Mündung beträgt 1652 m. Das Testgebiet reicht vom Pegel Oberammergau bis zum Pegel Fischen und umfasst eine Fläche von 709 km<sup>2</sup>

Hinsichtlich der Naturräume lässt sich das Einzugsgebiet in Anlehnung an WITTMANN (1991) von Nord nach Süd in drei Teile gliedern (Abb. 2.2):

- Jungmoränenlandschaft
- Ammergauer Flyschberge
- Ammergebirge



Eine detailliertere Unterscheidung der morphologischen Einheiten findet sich bei STOLZ (1998):

- "Ammertal"; der nördliche Teil der Jungmoränenlandschaft vom Südrand des Ammersees nach Süden bis hin zum Guggenberger Molasseriegel. Dazu zählt die westlich angrenzende Grundmoränenlandschaft zwischen Diessen im Norden über die Lichtenau bis zum Zellsee und im Osten der Anstieg zur Endmoränenlage inklusive des Eberfinger Drumlinfeldes von Pähl im Norden ausgehend über die Ortschaften Etting und Eberfing.
- Der Teilraum der südlichen Jungmoräne und Molassevorberge, im weiteren "*Molasse und Moränen*" genannt, umfaßt die steilen, wallförmigen Moränenrücken, die das Ammertal flankieren und die südlich daran anschließende Landschaft der von pleistozänen Sedimenten überprägten Faltenmolasse bis zum geomorphologischen Alpenrand, der mit der Flysch-Fazies beginnt.
- Die alpinen Teilräume der Flyschvorberge und des Kalkalpin sind eindeutig geologisch abgegrenzt und werden kurz als "*Flyschberge*" und "*Ammergauer Alpen*" bezeichnet.

Auf eine weitere Darstellung der naturräumlichen Ausstattung des Untersuchungsgebietes soll an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Um Wiederholungen zu vermeiden, werden weitere Details erst in Zusammenhang mit der Präsentation der Untersuchungsergebnisse diskutiert. Ausführliche Darstellungen der physiogeographischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes finden sich auch bei STOLZ (1998) bzw. bei LUDWIG (2000).

### 3 Integration von Fernerkundungsdaten in ein Modell

#### 3.1 Übersicht

Um die Wasser- und Energiebilanz für das Ammer-Einzugsgebiet zu bestimmen wird ein Modell benötigt, das in der Lage ist, die einlaufenden Fernerkundungsdaten dynamisch und räumlich heterogen zu integrieren. Ein solches Modell, das verschiedene Fernerkundungsdaten kombiniert und zeitgleich nutzen kann, existierte zu Beginn der Projektarbeiten noch nicht. Mit dem im Projektzeitraum entwickelten bzw. weiterentwickelten Boden-Pflanze-Atmosphärenmodell (SVAT) PROMET können in seiner vollen Ausbaustufe die Teilprozesse Verdunstung, Abfluss und Hochwasser simuliert werden.

Im folgenden soll die Modellstruktur von PROMET ausführlich beschrieben werden (siehe auch STRASSER 1998 bzw. LUDWIG 1999). Dabei werden besonders die Schnittstellen zwischen dem Modell und den aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Eingabeparametern aufgezeigt. Darüber hinaus können Fernerkundungsdaten auch zur Validierung der Modellergebnisse dienen.

#### 3.2 Das Modell PROMET

Das prozessorientierte multiskalige SVAT-Modell PROMET berechnet die flächenverteilte, aktuelle Verdunstung heterogener Landoberflächen als Funktion der Wasserverfügbarkeit, der Strahlungsbilanz und pflanzenspezifischer, physiologischer Regelmechanismen. Nahezu alle Eingangsgrößen für das Modell können aus physikalischen Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden, weshalb anders als bei verwandten SVAT-Modellen (z.B. AMBETI, siehe dazu BRADEN 1995) keine Kalibrierung erforderlich ist.

Das Modellkonzept berücksichtigt die Integration von Fernerkundungsdaten und verfügt deshalb über einen rasterorientierten Aufbau, in dem alle Parameter als flächenverteilte Datensätze miteinander verknüpft werden können. PROMET besteht aus einer Reihe von unabhängig arbeitenden Modulen (oder Teilmodellen), die die notwendigen Eingangsdaten für den Kern des Modells, die PENMAN- MONTEITH -Gleichung (MONTEITH 1965), liefern. Die einzelnen Bausteine des Modells werden mit statischen und dynamischen Parameterfeldern versorgt, welche die notwendigen Informationen zu Relief, Boden, Landnutzung und Meteorologie bereitstellen. Dabei sind Topographie und Bodenarten zeitlich invariant, die Art der Landnutzung ist über den Ablauf einer Vegetationsperiode konstant. Der spezifische Wachstumsverlauf der Vegetation über die Vegetationsperiode hinweg, wird mit pflanzenphysiologischen Parametern simuliert, die in Form von Tabellen an die flächenverteilt vorliegende Landnutzung gekoppelt sind. Die Meteorologie verfügt über eine hochauflösende zeitliche und räumliche Dynamik, der im Modell mit einer entsprechend hohen zeitlichen Auflösung des Berechnungssinkrements Rechnung getragen werden muss. In einer ursprünglichen Version war das Modell für die Simulation der Vegetationsperiode konzipiert. Die ganzjährliche Modellierung des Wasserhaushaltes eines Gebietes erfordert jedoch die Erfassung längerer Zeiträume. Durch die Integration eines Schneemodells (STRASSER 1998) wurden die notwendigen Voraussetzungen zur Berücksichtigung der winterlichen Schneeakkumulation und -ablation geschaffen. Damit ist die Modellierung des Wasserhaushalts über das gesamte hydrologische Jahr gewährleistet. Die einzelnen Bausteine von PROMET sind:

- **Strahlungsmodell** (MAUSER 1989), berechnet die Strahlungsbilanz für jeden Ort in Abhängigkeit seiner Lagekoordinaten, des Sonnenstandes und der Bewölkung

- **Bodenwasserteilmodell** (EAGLESON 1978 a-g), berechnet den Bodenwassergehalt als Funktion von In- bzw. Exfiltration, Perkolation und kapillarem Aufstieg
- **Pflanzenteilmodell** (BALDOCCHI et al. 1987), berechnet den Wassertransport in der Pflanze als Funktion der spezifischen Pflanzenwiderstände
- **aerodynamisches Teilmodell** (MONTEITH 1978), berechnet den Abtransport des von den Pflanzen an die Atmosphäre abgegebenen Wasserdampfes
- **Schneemodell** (STRASSER 1998), berechnet die Akkumulation des Schneespeichers sowie den aus der Ablation entstehenden Schmelzwasserabfluss.

In den einzelnen Modellen werden die Parameter bestimmt, die in die PENMAN- MONTEITH - Kombinationsgleichung zur Berechnung der aktuellen Verdunstung trockener Oberflächen (MONTEITH 1965) eingehen:

$$E_v = \frac{\Delta \cdot (Q - B) + \rho \cdot c_p \cdot \frac{(E_L - e_L)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \frac{1 + r_s}{r_a}} \quad \text{Gl. 3.1}$$

$E_v$  = aktuelle Evapotranspiration

$c_p$  = spezifische Wärme der Luft

$\Delta$  = Steigung der Dampfdruckkurve

$E_L$  = Sättigungsdampfdruck

$Q$  = Strahlungsbilanz

$e_L$  = aktueller Dampfdruck

$B$  = Bodenwärmestrom

$\gamma$  = Psychrometerkonstante

$\rho$  = Dichte der Luft

$r_s$  = Bestandeswiderstand

$r_a$  = aerodynamischer Gesamtwiderstand

Die Gleichung berücksichtigt als Erweiterung zur ursprünglichen PENMAN-Formel auch den Bodenwärmestrom  $B$ , der über eine empirische Beziehung in Abhängigkeit vom Blattflächenindex  $LAI$  und der Strahlungsbilanz  $Q$  ermittelt werden kann (SCHÄDLICH 1998)

$$B = (0.2 - 0.03 \cdot LAI) \cdot Q \quad \text{Gl. 3.2}$$

In den folgenden Kapiteln sollen die einzelnen Module des Modells kurz erläutert werden, um zu zeigen,

- welche Input-Daten für den Modellablauf zur Verfügung stehen müssen
- inwiefern der Daten-Input durch die Verwendung der Fernerkundung optimiert werden kann.

Der genaue Aufbau und Ablauf des Modells ist ausführlich in den Arbeiten von MAUSER (1989, 1997) beschrieben.

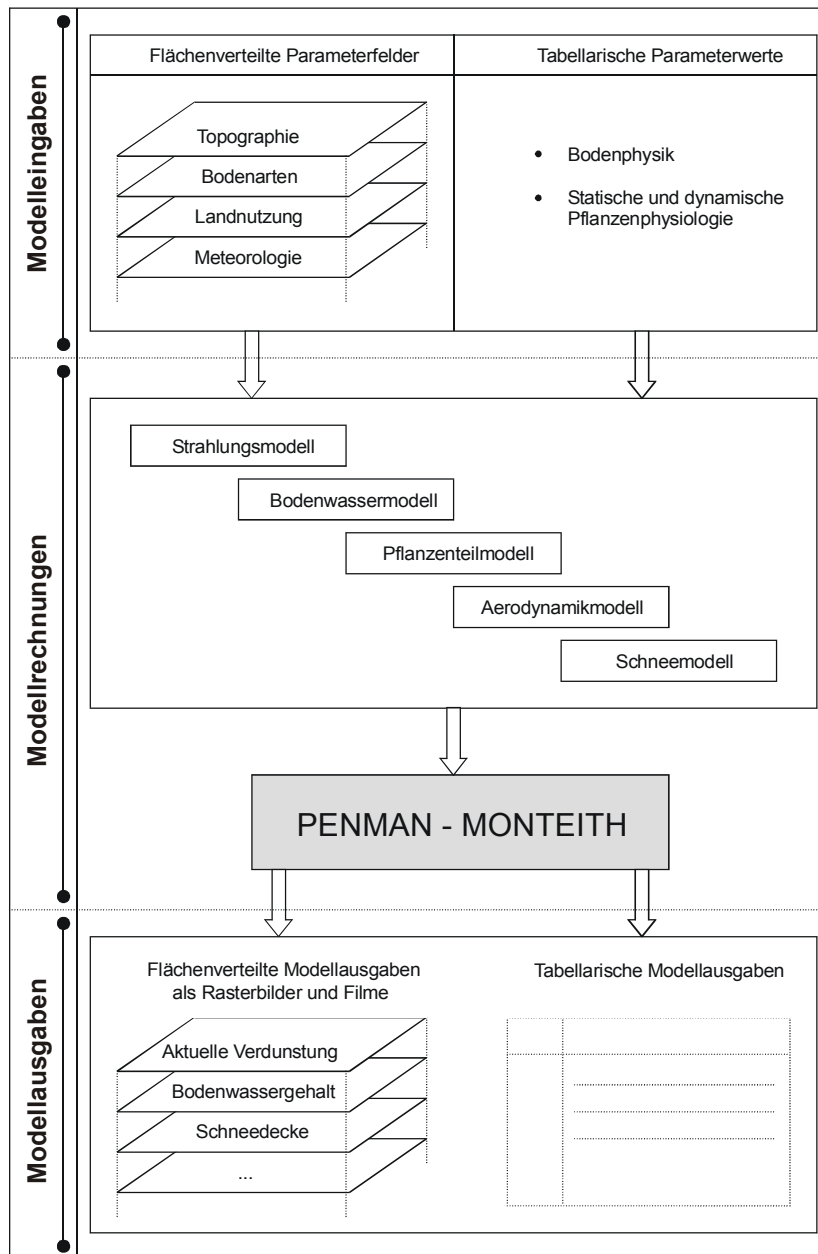


Abb. 3.1: Die Modellstruktur von PROMET (LUDWIG 1999)

### 3.2.1 Das Strahlungsmodell

Die Strahlungsbilanz eines Ortes ist für die Verdunstung eine bedeutende Größe (vgl. Gl. 3.1). Sie kann in PROMET in Abhängigkeit von der Lage eines Ortes, dem Sonnenstand und der Bewölkung berechnet werden. Für die Strahlungsbilanz einer Oberfläche gilt:

$$Q = (1 - a) \cdot Q_k + Q_l \quad \text{Gl. 3.3}$$

$a$  = Albedo       $Q_k$  = kurzwellige Strahlung       $Q_l$  = langwellige Strahlung

Die kurzwellige Strahlung ( $Q_k$ ) setzt sich aus einer direkten ( $Q_{\text{dir}}$ ) und einer diffusen ( $Q_{\text{dif}}$ ) Komponente zusammen und muss mit Hilfe eines standard-clear-sky-Modells (vorgegebene Sichtweite von 23 km) bestimmt werden, um die potentielle Gesamtstrahlung  $Q_{\text{Ges.pot}}$  zu berechnen. Sie ergibt sich für einen beliebigen Ort mit den topographischen Gegebenheiten Hö-

he, Exposition und Hangneigung, durch die astronomischen Parameter wahre Ortszeit, Zeit des Sonnenauf- und -untergangs, Zenit- und Azimutwinkel, Abstand Erde-Sonne und Solar-konstante (MCCLATCHEY 1972). Die Gesamttransmissivität der Standardatmosphäre wird mit einem Modell bestimmt (HOTTEL 1976), das neben der Höhe auch den mittleren Zustand der Atmosphäre in den Mittelbreiten im Sommer bzw. Winter berücksichtigt. Der Zusammenhang zwischen direkter und diffuser Transmissivität ( $T_{A.dir}$ ,  $T_{A.dif}$ ) der Atmosphäre wird nach LIU und JORDAN (1960) angegeben als

$$T_{A.dif} = 0.271 - 0.2939 \cdot T_{A.dir} \quad \text{Gl. 3.4}$$

woraus die jeweiligen Strahlungsanteile auf eine horizontale Fläche berechnet werden:

$$Q_{dir} = T_{A.dir} \cdot Q_{Ges.pot} \quad \text{Gl. 3.5}$$

$$Q_{dif} = T_{A.dif} \cdot Q_{Ges.pot} \quad \text{Gl. 3.6}$$

Anschließend wird nach dem Ansatz von MÖSER und RASCHKE (1983) die Globalstrahlung  $Q_{k.real}$  berechnet, wobei der jeweilige Bewölkungsgrad  $C$  zu berücksichtigen ist (Gl. 3.7):

$$Q_{k.real} = Q_k \cdot (0.321 + 1.364 \cdot C - 0.691 \cdot C^2) \quad \text{Gl. 3.7}$$

Die langwellige Strahlung  $Q_l$  resultiert aus der Emission der Erdoberfläche  $Q_E$  und der atmosphärischen Gegenstrahlung  $Q_A$ . Sie wird berechnet mit (Gl. 3.8):

$$Q_l = -Q_E + Q_A = -\varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 + \varepsilon_{eff} \cdot \sigma \cdot T^4 \quad \text{Gl. 3.8}$$

$\varepsilon$  = Emissivität der Erdoberfläche

$\varepsilon_{eff}$  = Emissivität der Atmosphäre

$\sigma$  = Stefan-Boltzmann-Konstante

$T_s$  = Bodentemperatur

$T$  = Lufttemperatur

Die atmosphärische Gegenstrahlung  $Q_A$  muss in Abhängigkeit der Bewölkung korrigiert werden, wenn der Wolkenbedeckungsgrad  $C$  ungleich Null ist (BOLZ 1949, Gl. 3.9):

$$Q_A = 0.99 \cdot (\varepsilon_{eff} \cdot \sigma \cdot T^4) \cdot (1 + 0.243 \cdot C^{2.5}) \quad \text{Gl. 3.9}$$

Das Strahlungsmodell liefert damit für jeden Punkt des Untersuchungsgebietes die Globalstrahlung und die langwellige Strahlungsbilanz für die weiteren Berechnungen in PROMET. Unter Berücksichtigung der Albedo der jeweiligen Oberfläche kann somit die Gesamtstrahlungsbilanz als Eingabeparameter für die PENMAN-MONTEITH-Gleichung zur Verfügung gestellt werden.

### 3.2.2 Das Bodenwasserteilmodell

Das Bodenwasserteilmodell verwendet einen Ansatz von EAGLESON (1978 a-g), mit dem der volumetrische Wassergehalt  $\theta$  sowie das Matrixpotential  $\Psi(\theta)$  (in cm Wassersäule) für den obersten Meter einer als homogen angenommenen Bodensäule berechnet wird. Dabei wird die Infiltration, die Perkolation, der kapillare Aufstieg und die Exfiltration aus dem Niederschlag und der Verdunstung modelliert. Der modellierte Wassergehalt des Bodens steht in Abhängigkeit von Matrixpotential für die Transpiration der Pflanze bzw. die Evaporation eines unbedeckten Bodens zur Verfügung. Für die Berechnung von  $\theta$  und  $\Psi(\theta)$  werden bodenphysika-

liche Parameter benötigt, die anhand einer digitalen Bodenkarte den im Einzugsgebiet vorkommenden Bodenarten zugewiesen werden.

Das Teilmodell differenziert Feucht- und Trockenperioden. In Feuchtperioden findet abwechselnd Infiltration (während eines Niederschlagsereignisses) bzw. Exfiltration und Evaporation (zwischen den Niederschlagsereignissen) statt. In Trockenperioden steigt hingegen Boden- bzw. Grundwasser kapillar auf. Die Infiltration ist von der Infiltrationskapazität und der Niederschlagsintensität abhängig: Übersteigt die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität, so entsteht Oberflächenabfluss. Während die Infiltration und der kapillare Aufstieg den Bodenwassergehalt in der ungesättigten Bodenzone erhöht, verringert die Evaporation zwischen den Niederschlagsereignissen und die Perkolation den Bodenwassergehalt. Die Veränderung der Bodenfeuchte  $\theta$  und damit die Veränderung der Menge an pflanzenverfügbarem Wasser wird für homogene Böden durch die eindimensionale PHILIP-Gleichung (1960) beschrieben:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad \text{Gl. 3.10}$$

Dabei ist  $t$  die Zeit,  $z$  die Tiefe im Boden,  $K(\theta)$  die hydraulische Leitfähigkeit und  $D(\theta)$  die Diffusivität in  $\text{m}^2/\text{s}$ :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \quad \text{Gl. 3.11}$$

Die von PHILIP (1960) entwickelte Gleichung beschreibt eine analytische Näherungslösung der RICHARDS-Gleichung (RICHARDS 1931) und gilt für die eindimensionale, vertikale Infiltration in eine semiinfinite, homogene Bodensäule. Die RICHARDS-Gleichung lässt sich aus der Kombination der Kontinuitätsgleichung mit dem Gesetz von DARCY herleiten. Wendet man das DARCY -Gesetz auch für nicht gesättigte Bedingungen an, ist die Leitfähigkeit nicht mehr nur eine substratabhängige Konstante, sondern eine Funktion der Sättigung. Der hydraulische Gradient setzt sich dabei aus den Gradienten des Matrix- und des Gravitationspotentials zusammen.

Die PHILIP-Gleichung kann nur unter Verwendung bestimmter vereinfachender Randwerte oder numerischer Näherungen gelöst werden. Die beschreibenden hydraulischen Gleichungen müssen zunächst die Eigenschaften von Boden und Wasser getrennt berücksichtigen. Dabei müssen, (unter vereinfachten Rand- und Initialisierungsbedingungen) separate Lösungen der PHILIP-Gleichung für die Teilprozesse der Bodenwasserbewegung (Infiltration, Exfiltration, Perkolation und kapillarer Ausstieg) gefunden werden. Um unabhängige Prozesse simulieren zu können, werden die separaten Lösungen der PHILIP -Gleichung linear überlagert.

Wird die betrachtete Bodensäule als homogen angesehen, so ergeben sich Näherungsfunktionen für das Matrixpotential  $\Psi(\theta)$  und die hydraulische Leitfähigkeit  $K(\theta)$ , die auf einfach zu messenden hydraulischen Bodenparametern beruhen. EAGLESON (1978 a-g) verwendet unter Einbeziehung eines funktionalen Zusammenhangs zwischen dem Matrixpotential und der Sättigung des Bodens (BROOKS und COREY 1964) folgende Näherungsfunktionen für das Matrixpotential  $\Psi$ :

$$\psi(s) = \psi(1) \cdot s^{-1/m} \quad \text{Gl. 3.12}$$

wobei

$$\psi(1) = \frac{\sigma_w}{\tau_w} \sqrt{\frac{n}{k(1) \cdot \Phi(m)}} \quad \text{Gl. 3.13}$$

mit

s	=	$\theta/n$ (Sättigungsgrad)
n	=	Porosität (Porenvolumen/Gesamtvolumen)
m	=	Pore Size Distribution Index
$\sigma_w$	=	Oberflächenspannung (dyn/cm)
$\tau_w$	=	Dichte von Wasser (dyn/cm <sup>3</sup> )
$\Phi$	=	$10^{(0.66+0.55/m+0.14/m^{**2})}$ , empirisch nach CARMAN (1937)
k(1)	=	normierte hydraulische Leitfähigkeit bei Vollsättigung

wobei gilt,

$$k(1) = \frac{\mu K(1)}{\tau_w} \quad \text{Gl. 3.14}$$

mit

$\mu$	=	dynamische Viskosität
K(1)	=	hydraulische Leitfähigkeit bei Vollsättigung

Die analytische Lösung der PHILIP-Gleichung unter vereinfachenden Randwertbedingungen führt, in Abhängigkeit von der Zeit t und der Anfangssättigung  $s_0$ , zu Gleichungen für die Infiltrations- und Exfiltrationskapazität. Außerdem werden folgende Annahmen bei der Berechnung der Perkolation und des kapillaren Aufstiegs getroffen:

- die Bodenfeuchte ist in größeren Tiefen, nahe des Grundwassers, in erster Näherung als jahreszeitlich konstant anzusehen, womit die Perkolation der hydraulischen Leitfähigkeit bei dieser Feuchte entspricht
- der Grundwasserspiegel liegt viel tiefer als der Kapillarsaum des Bodens. Der kapillare Aufstieg ist also, in Analogie zur Ex- bzw. Infiltration, aus den gleichen Bodenparametern abzuleiten.

Das Bodenwassermodell liefert mit der Saugspannung eine wichtige Eingangsgröße für das Pflanzenteilmodell, das über den Bestandeswiderstand in die PENMAN-MONTEITH-Gleichung eingeht.

### 3.2.3 Das Pflanzenteilmodell

Die Vegetationskomponente des SVAT-Modells PROMET basiert auf einem Ansatz von BALDOCCHI et al. (1987) und simuliert das Verdunstungsverhalten von Pflanzen unter Berücksichtigung physikalischer und physiologischer Faktoren. Ziel ist es, den Bestandeswiderstand zu bestimmen, der als Summe der einzelnen Stomatawiderstände betrachtet werden kann. Hierbei sind die Strahlung im Bestand, das Bodenwasserpotentials, die Lufttemperatur und das Blattwasserpotentials zu berücksichtigen.

Die Transpiration wird durch aktive und passive Regelmechanismen gesteuert und kann als Strom des Wassers durch das System Boden-Pflanze-Atmosphäre aufgefasst. Der Austausch von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> steht in einem Gleichgewicht, das durch aktive Steuerungsmechanismen der Pflanze kontrolliert wird. Das Wachstum der Pflanze durch die Aufnahme von CO<sub>2</sub> ist dadurch gekennzeichnet, dass der Zuwachs im Wurzelbereich mit dem im Blattbereich proportional ist. Wenn dies nicht der Fall ist, schließt die Pflanze die Stomataöffnungen, da die

Blätter mehr Wasser verdunsten als die Wurzeln nachliefern können und dadurch das Blattwasserpotential stark ansteigt.

Neben der aktiven Regulierung gibt es limitierende Faktoren, die das Pflanzenwachstum und die Transpiration nachhaltig beeinflussen. Steht genügend Wasser zur Verfügung, so wird die Transpiration durch das Strahlungsangebot gesteuert, d.h. die verfügbare Energie ist der limitierende Faktor des Biomassezuwachses. Bei akutem Wassermangel geraten Pflanzen unter Stress und reduzieren die Transpiration und damit die Kohlenstoff-Produktion. Die Anordnung der an der Verdunstung beteiligten Widerstände ist in Abbildung 3.2 schematisch dargestellt:

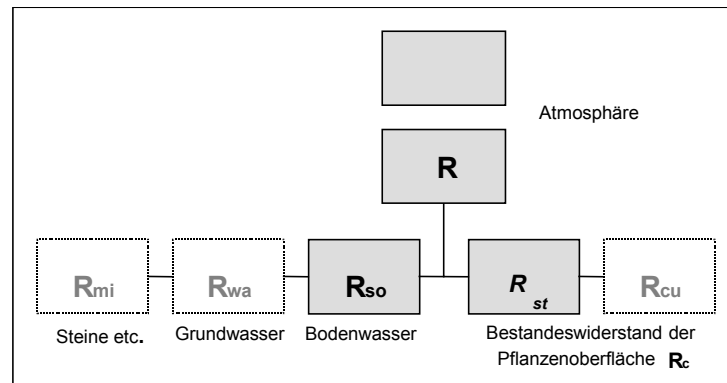


Abb. 3.2: Schematische Darstellung der an der Verdunstung beteiligten Widerstände

Dabei ist

- $R_a$  der aerodynamische Widerstand der Atmosphäre für Abtransport von Wasserdampf,
- $R_b$  der Grenzschichtwiderstand des Bestandes,
- $R_c$  der Bestandeswiderstand ( $= R_{st} + R_{cu}$ ),
- $R_{mi}$  der Widerstand von Steinen und anderen Oberflächen im Boden,
- $R_{wa}$  der Widerstand des Grundwassers gegen die Wasseraufnahme durch die Wurzeln,
- $R_{so}$  der Widerstand der ungesättigten Bodenzone gegen Wasseraufnahme der Wurzeln,
- $R_{st}$  der Stomatawiderstand der Pflanze gegen den Wasserdampfaustritt aus dem Blatt,
- $R_{cu}$  der Cuticula-Widerstand für den direkten Gasaustausch über die Blattoberfläche

Der Cuticula-Widerstand der Pflanze  $R_{cu}$  ist gegenüber dem Stomatawiderstand  $R_{st}$  sehr groß und wird deshalb vernachlässigt.  $R_{mi}$  wird ebenfalls nicht berücksichtigt, da der Widerstand gegen den Abtransport von Wasser aus dem Gesteinsverband sehr groß ist. Außerdem wird angenommen, dass die Wurzeln der Pflanzen nicht mit dem Grundwasser in Berührung kommen, weshalb  $R_{wa}$  vernachlässigt werden kann. Die wesentlichen in PROMET berücksichtigten Widerstände des Pflanzenteilmodells sind also  $R_a$ ,  $R_b$ ,  $R_{so}$  und  $R_{st}$ . Das Pflanzenteilmodell setzt sich aus verschiedenen Teilmodellen zusammen, die zum einen der Beschreibung der Strahlungsflüsse im Bestand dienen, zum anderen die physiologischen Reaktionen der Stomata auf Umweltfaktoren beschreiben. Ergänzt wird der Ansatz durch ein Teilmodell zur Simulation der Abfuhr von Wasserdampf in die Grenzschicht von Pflanze und Atmosphäre.

Zur Modellierung des Bestandeswiderstandes, als Summe der Stomatawiderstände unter Berücksichtigung der Strahlung im Bestand, werden folgende Eingabeparameter benötigt (STRASSER 1998):

- Pflanzenart (Blattflächenindex LAI, Wuchshöhe, Albedo, Wurzeltiefe),
- minimaler Stomatawiderstand,



- Steigungsparameter für den Stomatawiderstand (diejenige PAR, bei der der Stomatawiderstand auf das Doppelte ansteigt),
- minimale, maximale und optimale Temperatur („Kardinaltemperaturen“),
- Steigung des minimalen Stomatawiderstandes mit der Lufttemperatur,
- Grenzwert des Blattwasserpotentials (ab dem der Stomatawiderstand ansteigt),
- Potential zwischen Wurzel und Boden,
- multiplikativer Parameter für den minimalen Stomatawiderstand mit Blattwasserpotential und
- additiver Parameter für den minimalen Stomatawiderstand mit Blattwasserpotential.

Mit Hilfe dieser Eingabedaten, die entweder als flächenverteilte Information aus Fernerkundungsdaten vorliegt, oder aus eigenen Messungen bzw. Angaben der Literatur als pflanzen-spezifische Parameter herangezogen werden, können folgende Umwelteinflüsse auf die Entwicklung der Pflanzengesellschaften modelliert werden:

- der Einfluss des Blattflächenindex auf die PAR an (besonnten und beschatteten) Blättern,
- der Einfluss der Sonnenhöhe auf den Anteil (besonnter und beschatteter) Blätter,
- der Bestandeswiderstand, zusammengesetzt aus den Stomatawiderständen der Blätter,
- der Einfluss der Temperatur auf den Stomatawiderstand,
- der Einfluss des Blattwasserpotentials auf den Stomatawiderstand und
- der Einfluss der Potentialdifferenz zwischen Boden und Wurzel auf den Wassertransport.

Die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) stellt den für den Stomatawiderstand wichtigsten Einflussfaktor dar. Das Strahlungstransfermodell berechnet die PAR für 10 Höhenschichten innerhalb eines Bestandes, unter Berücksichtigung des Anteils beschatteter und besonnener Blätter. Dabei wird, eine sphärischen Blattwinkelverteilung angenommen, zwischen Blattunter- und Blattoberseite unterschieden. Nach LANGHOLZ und HÄCKEL (1985) kann die PAR über eine empirisch abgeleitete Beziehung aus der Globalstrahlung  $Q_k$ , also der Summe aus direkter und diffuser kurzwelliger Strahlung berechnet werden (Gl. 3.15):

$$PAR = \frac{Q_k}{2.05} \quad \text{Gl. 3.15}$$

Der Stomatawiderstand kann in Abhängigkeit von der PAR über folgende empirische Beziehung ausgedrückt werden (TURNER und BEGG 1973, Gl. 3.16)):

$$r_s(PAR) = r_s(\min) + b_{rs} \cdot \frac{r_s(\min)}{PAR} \quad \text{Gl. 3.16}$$

$$\begin{array}{ll} r_s(\min) & = \text{minimaler Stomatawiderstand unter Optimalbedingungen} \\ b_{rs} & = \text{pflanzen-spezifische PAR, um } 2 \text{ } r_s(\min) \text{ zu erhalten} \end{array}$$

Der Parameter  $r_s(\min)$  variiert innerhalb einer Pflanzenspezies kaum und kann als Konstante aus Literaturangaben übernommen werden (KÖRNER et al. 1979). Diese Werte werden als statische pflanzenphysiologische Parameter im Modell verwendet.

Neben der PAR haben auch die Blatttemperatur, das Sättigungsdefizit, das Blattwasser- und das Wurzelpotential Einfluss auf den Stomatawiderstand. Diese als Inhibition bezeichnete Summe aller Einflussfaktoren wird in PROMET in Form eines Integrals über separate Gewichtungsfunktionen, die jeweils Werte zwischen Null und Eins einnehmen können, berücksichtigt. Allgemein gilt, dass der Bestandeswiderstand mit zunehmender kurzwelliger Einstrahlung und zunehmendem LAI sowie abnehmender Saugspannung des Bodens abnimmt. Vorausgesetzt die Blatttemperatur entspricht der Lufttemperatur, kann der Stomatawiderstand

in Abhängigkeit von der Temperatur nach einer Funktion von JARVIS (1976) gerechnet werden:

$$g(T) = \frac{T - T_{\min}}{T_0 - T_{\min}} \cdot \frac{(T_{\max} - T)^b}{(T_{\max} - T_0)^b} \quad \text{Gl. 3.17}$$

$$\begin{aligned} b &= (T_{\max} - T_0) / (T_{\max} - T_{\min}) \\ T_{\min} &= \text{Minimaltemperatur} \\ T_0 &= \text{Optimaltemperatur} \\ T_{\max} &= \text{Maximaltemperatur} \end{aligned}$$

Der Stomatawiderstand ist bei der Optimaltemperatur  $T_0$  minimal und steigt sowohl bei kleineren Temperaturen (zur Minimaltemperatur  $T_{\min}$ ) als auch bei größeren Temperaturen (in Richtung der Maximaltemperatur  $T_{\max}$ ) symmetrisch an (SCHÄDLICH 1998).

Das Blattwasserpotential  $\Omega$  hat bei seiner Abnahme erst ab einem bestimmten pflanzenspezifischen Schwellenwert  $\Omega_0$  den Anstieg des Stomatawiderstandes zur Folge, da dann der Druck zur Öffnung der Stomata nicht mehr ausreicht. Dieser Zusammenhang kann nach JARVIS und MORISON (1980) mit den folgenden Gewichtungsfunktionen beschrieben werden:

$$g(\Omega) = 1 \quad \text{für} \quad \Omega > \Omega_0 \quad \text{Gl. 3.18}$$

$$g(\Omega) = a_{\Omega} \cdot \Omega + b_{\Omega} \quad \text{für} \quad \Omega \leq \Omega_0 \quad \text{Gl. 3.19}$$

Die Parameter  $a_{\Omega}$  und  $b_{\Omega}$  resultieren aus Untersuchungen von BOYER (1976).

Damit ein Übergang des Wassers vom Boden über die Wurzeln in die Pflanze möglich ist, muss die Saugspannung der Pflanze geringer sein als die des Bodens, da bei Potentialgleichheit kein Transport stattfinden kann. BISCOE (et al. 1976) erkannte, dass die Verdunstung linear mit der Potentialdifferenz zwischen Boden und Blatt ansteigt und dass die Potentialdifferenz auch dann nicht Null ist, wenn kein Wassertransport stattfindet. Diese Diskrepanz wird mit einem konstanten Wurzelpotential kompensiert, welches für jede Landnutzung als statischer pflanzenphysiologischer Parameter zum Bodenwasserpotential hinzuaddiert wird.

Das Sättigungsdefizit hat keinen oder nur geringen Einfluss auf den Stomatawiderstand und wird deshalb vernachlässigt.

### 3.2.4 Das aerodynamische Modell

Die dargestellten Teilmodelle beschreiben den Weg des Wassers aus dem Boden in und durch die Pflanzen. Das aerodynamische Teilmodell simuliert den Übergang des Wasserdampfes von der Pflanze in die Luft im Bestand, und von dort in die Atmosphäre. Dies erfordert die Ableitung des Grenzschichtwiderstands  $r_b$  des Bestandes für den Übergang des Wasserdampfes in die Atmosphäre und des aerodynamischen Widerstands  $r_a$  der Atmosphäre für den Abtransport des Wasserdampfes.

In die PENMAN-MONTEITH-Formel ist der Grenzschichtwiderstand  $r_b$  als Teil des gesamten aerodynamischen Widerstandes  $r_a$  integriert. Eine separate Berechnung wird notwendig, da die Stoff- und Energieflüsse an der unmittelbaren Grenzschicht zwischen Blatt und Atmosphäre von der molekularen Diffusivität der beteiligten Medien abhängen (MAUSER 1989). Das für die Ableitung von  $r_a$  angenommene logarithmische Windprofil verliert damit in diesem Bereich seine Gültigkeit, weshalb  $r_b$  als zusätzlicher Widerstand eingeführt werden muss, der die Diffusion des Wasserdampfes vom Blatt in die direkt umgebende Luft beeinflusst. Unter Verwendung der Karman-Konstante  $k$  ( $= 0.41$ ) und der Schubspannungsgeschwindig-

keit  $u_*$  kann der Grenzschichtwiderstand  $r_b$  für Gras, Mais und Bäume berechnet werden mit (BRUDSTAERT 1982, Gl. 3.20):

$$r_b = \frac{2}{k} \cdot u_* \quad \text{Gl. 3.20}$$

Diese Beziehung wird des Weiteren für alle vorkommenden Pflanzenarten verwendet. Der aerodynamische Widerstand zwischen einer Höhe  $z$  und einer Verdrängungshöhe  $d$ , bei der das exponentielle Profil der Windgeschwindigkeit gegen Null geht, wird unter der Annahme eines logarithmischen Windprofils bei neutraler Schichtung, folgendermaßen berechnet (MONTEITH 1978):

$$r_a = \frac{1}{k^2 \cdot u(z)} \cdot \ln^2 \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad \text{Gl. 3.21}$$

Dabei sind:

$$\begin{aligned} u(z) &= \text{Windgeschwindigkeit in der Höhe } z \\ z_0 &= \text{Rauigkeitslänge ( = das 0.1-fache der Bestandeshöhe)} \\ d &= \text{Verdrängungshöhe ( = das 0.6-fache der Bestandeshöhe)} \end{aligned}$$

Im weiteren Verlauf der Arbeit beinhaltet die Bezeichnung aerodynamischer Widerstand  $r_a$  immer auch den Grenzschichtwiderstand  $r_b$ .

### 3.2.5 Das Schneemodell

Für die Bilanzierung des Wasserhaushalts eines Gebiets muss das gesamte hydrologische Jahr in die Modellierung einbezogen werden. Da in den Wintermonaten der Niederschlag häufig als Schnee fällt, muss diese Komponente in einem Schneemodell berücksichtigt werden. Die temporäre Speicherung und verzögerte Freigabe des Niederschlagswassers an der Erdoberfläche hat nachhaltige Auswirkungen auf die abflussbildenden Prozesse und die räumliche und zeitliche Entwicklung des Bodenspeichers für den Komplex Boden-Pflanzen-Atmosphäre. STRASSER (1998) hat deshalb das Modell PROMET um ein physikalisch basiertes Schneemodell erweitert, das mit Hilfe von Energiebilanzrechnungen, die temporäre und quantitative Akkumulation und –ablation des Schneewasseräquivalents pro gewählter Zeiteinheit flächenverteilt erfasst. Für die Berechnung der Bilanz und der Masse einer vorhandenen Schneedecke für jeden Zeitschritt und jedes Rasterelement müssen die auf eine Schneedecke wirkenden Wärmeströme berücksichtigt werden.

Um das Schneemodell in die SVAT-Struktur von PROMET integrieren zu können, wird der Schmelzwasserabfluss als Niederschlag betrachtet, der je nach aktueller Infiltrationskapazität des Bodens infiltriert oder als Effektivniederschlag oberirdisch abfließt. Zudem wird davon ausgegangen, dass die Vegetation bei vorhandener Schneedecke inaktiv ist. Für die innere Energie  $\Delta E$  der Schneedecke gilt die Wärmehaushaltsgleichung:

$$\Delta E = Q + H + V + A + B \quad \text{Gl. 3.22}$$

mit:

$$\begin{aligned} Q &= \text{Strahlungsbilanz} & H &= \text{fühlbare Wärme} \\ V &= \text{latente Wärme} & B &= \text{Bodenwärmestrom} \\ A &= \text{durch Niederschlag zugeführte Energie} \end{aligned}$$

Wie in den anderen Teilmodellen, wird auch im Schneemodell keine laterale Energiezufuhr durch Luftmassenbewegungen berücksichtigt. Der aus der Sublimation bzw. Kondensation resultierende latente Wärmestrom  $V$  wird ebenfalls vernachlässigt (STRASSER 1998). Die Strahlungsbilanz  $Q$  kann aus dem für das Strahlungsmodell beschriebenen Modellansatz berechnet werden (Gl. 3.23):

$$Q = (1 - a) \cdot Q_{\text{Ges.pot}} \cdot (T_{\text{A.dir}} + T_{\text{A.dif}} \cdot VF) - \sigma \cdot [\epsilon \cdot T_s^4 - 0.99 \cdot \epsilon_{\text{eff}} \cdot T^4 \cdot (1 + 0.243 \cdot C^{2.5})] \quad \text{Gl. 3.23}$$

Die Abnahme der Albedo  $a$  mit der Alterung der Schneedecke muss dabei zu jedem Zeitschritt neu berechnet werden. Dazu gibt es eine Reihe von Untersuchungen, die in ROHRER (1992) eingehend beschrieben werden. Die Albedo einer Schneedecke wird in Abhängigkeit ihres Alters durch folgende Gleichung beschrieben (U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS 1956):

$$a = 0.2 + 0.54 \cdot e^{-k \cdot n} \quad \text{Gl. 3.24}$$

mit:

$k$  = Abnahmeparameter in Abhängigkeit von der Lufttemperatur  
(bei  $T > 0^\circ\text{C}$ :  $k = 0.12$ ; bei  $T < 0^\circ\text{C}$ :  $k = 0.05$ )

$n$  = Anzahl der Tage seit dem letzten erheblichen Neuschneefall

Ein "erheblicher Neuschneefall" wird bei einer Niederschlagsintensität von mehr als 0.5 mm/h angenommen. Der Parameter  $n$  wird dann wieder auf Null und die Albedo damit wieder auf den Anfangswert gesetzt (STRASSER 1998).

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms  $H$  wird die Differenz zwischen Lufttemperatur  $T$  und Schneedeckentemperatur  $T_s$ , sowie eine Wärmeübergangszahl  $\alpha$  benötigt. Dabei wird angenommen, dass:

- bei Lufttemperaturen unter  $0^\circ\text{C}$  die Temperatur der Schneedeckenoberfläche derjenigen der umgebenden Luft entspricht
- bei Lufttemperaturen von  $\geq 0^\circ\text{C}$  die Schneedeckentemperatur  $0^\circ\text{C}$  beträgt

Die Wärmeübergangszahl ist von der Windgeschwindigkeit  $W$  abhängig und wird durch eine aus Literaturwerten abgeleitete Funktion berechnet (WILHELM 1975):

$$\alpha = 9.9703 + 4.4602 \cdot \ln(W) \quad \text{Gl. 3.25}$$

Daraus folgt für den fühlbaren Wärmestrom  $H$ :

$$H = \alpha \cdot (T - T_s) \quad \text{Gl. 3.26}$$

Die durch Niederschlag zugeführte Energie  $A$  hängt von der lufttemperaturabhängigen Phase des Niederschlags ab, wobei Mischniederschläge in der vorliegenden Modellversion nicht berücksichtigt werden. Der Übergangswert  $T_0$  wird für die Modellrechnungen jeweils interaktiv vergeben. Als Standardwert wird  $T_0 = 0^\circ\text{C}$  angenommen (STRASSER 1998).

Liegt die aktuelle Lufttemperatur über der spezifizierten Phasenübergangstemperatur, so wird die zugeführte Energie  $A$  durch Regen berechnet mit (TODINI 1996):

$$A = N \cdot (273.16 \cdot c_{si} + C_s + c_{sw} \cdot (T - 273.16)) \quad \text{Gl. 3.27}$$

mit:

N	=	Niederschlag
$c_{sw}$	=	spezifische Wärme von Wasser
$c_{si}$	=	spezifische Wärme von Eis
$C_S$	=	Schmelzwärme

Die zugeführte Energie A bei Schneefall, also  $T \leq T_0$ , beträgt nach TODINI (1996):

$$A = N \cdot c_{si} \quad \text{Gl. 3.28}$$

Der Bodenwärmestrom B nimmt nur geringe Werte an und wird mit einem Betrag von 0.083 W/m<sup>2</sup> als konstant angenommen (PLÜSS 1997). Die zum Schmelzen einer Schneedecke mit dem Wasseräquivalent z notwendige Energie  $E_S$  beträgt nach TODINI (1996):

$$E_S = 273.16 \cdot c_{si} \cdot z \quad \text{Gl. 3.29}$$

Ist nun die aus Gleichung 3.22 berechnete innere Energie E der Schneedecke größer als der Schwellenwert  $E_S$ , so fällt Schmelzwasserabfluss an. Da die Flüssigwasserspeicherung in der Schneedecke nicht berücksichtigt wird, kann dies nur geschehen, wenn das gesamte als isotherm angenommene Schneepaket durch die Energiezufuhr wärmer als 0°C wird (STRASSER 1998). Das abschmelzende Wasseräquivalent M errechnet sich aus dem Differenzbetrag der Energien (Gl. 3.25):

$$M = \frac{E - E_S}{C_S} \quad \text{Gl. 3.30}$$

und muss von z subtrahiert werden um das neue Schneewasseräquivalent  $z^*$  zu ermitteln.

Die neue innere Energie der Schneedecke  $E^*$  wird für jeden Zeitschritt neu berechnet:

$$E^* = E - M \cdot (273.16 \cdot c_{si} + C_S) \quad \text{Gl. 3.31}$$

Das Schneemodell simuliert demnach die Wasserverfügbarkeit für Infiltration und Abfluss über die Wintermonate hinweg und ermöglicht damit die Applikation von PROMET über beliebig lange Zeiträume. Dabei können mit Ausnahme der Phasenübergangstemperatur  $T_0$  alle benötigten Parameter aus den bisherigen Modelleingaben und Berechnungen übernommen werden.

### 3.3 Nutzung von Fernerkundungsdaten zur Verbesserung des Dateninputs und zur Validierung der Modellergebnisse

#### 3.3.1 Datenmanagement im PROMET

Für die Organisation des Datenstroms der unterschiedlichen Datenquellen sowie der Integration unterschiedlicher Teilmodelle wurde eine Modellierungsschale entwickelt, implementiert und ausgetestet. Es hat sich gezeigt, dass sie die nötige Geschwindigkeit und Flexibilität besitzt, um die unterschiedlichen Fernerkundungsdaten aufzunehmen und die umfangreichen Rechnungen auf der Grundlage des PROXEL-Konzeptes durchzuführen. In diesem Konzept wird jeder Rasterpunkt als ein Objekt angesehen, das für die Prozesse, die auf der von ihm repräsentierten Fläche ablaufen, die Daten und die Rechenvorschriften besitzt. Ein Proxel kann also als Pixel angesehen werden, in dem Prozesse ablaufen. Benachbarte Proxel sollen miteinander „wechselwirken“ können, um den Wasser- und Energieaustausch in einem Ein-

zugsgebiet simulieren zu können. Dieses Prinzip wird umgesetzt, indem die über das Relief gegebenen Nachbarschaftsbeziehungen genutzt werden, um die möglichen Nachbarn einzuschränken und physikalisch sinnvolle Wechselbeziehungen zu erzeugen. Das Grundkonzept der Modellierung mit PROMET ist in Abbildung 3.3 dargestellt.

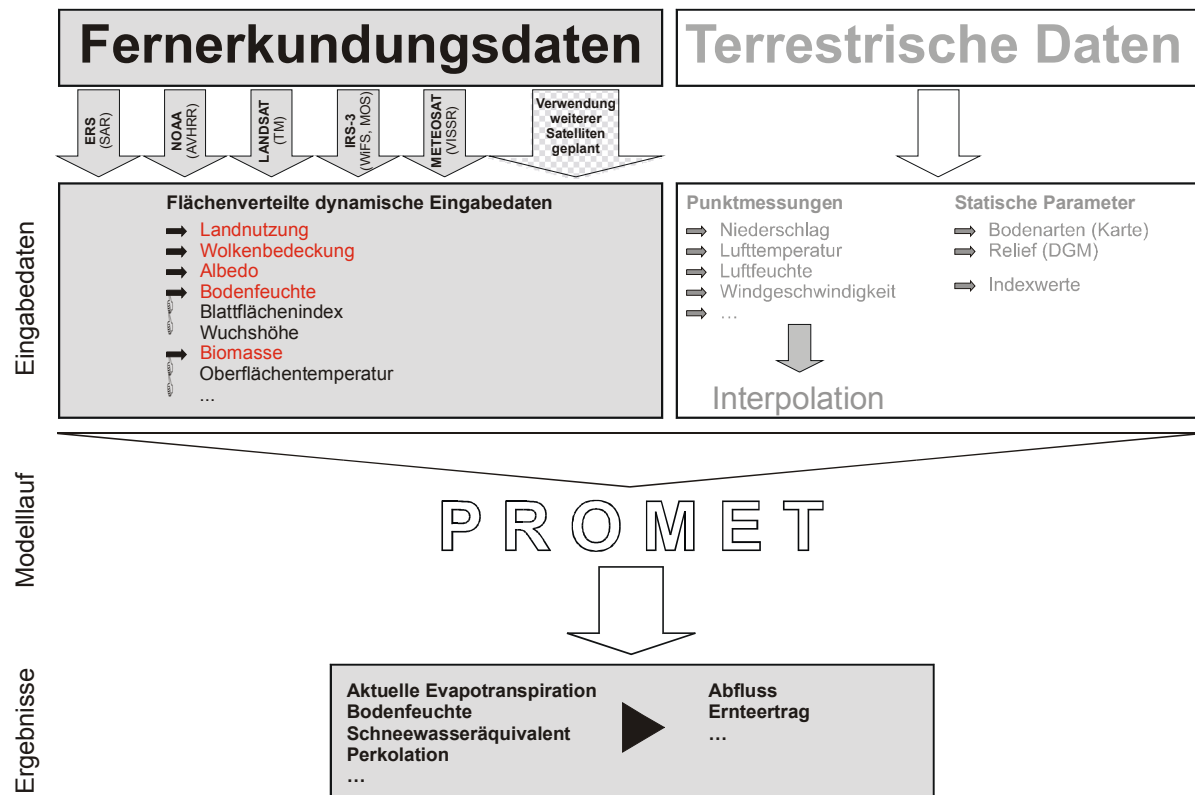


Abb. 3.3: Grundkonzept des Modelllaufes mit PROMET

Das Modell basiert auf einer GIS-gestützten dynamischen Datenstruktur, die es flexibel erlaubt, unterschiedliche Prozessmodelle und unterschiedliche Datenquellen räumlich zu speichern, zu verwalten und zu nutzen. In diese Datenstruktur gehen folgende Daten ein:

### Terrestrische Daten

Darunter fallen alle Punktmessungen an den im Untersuchungsgebiet gelegenen Klimastationen.

- zeitlich dynamische Landoberflächenparameter, wie Landnutzung, Albedo, Blattflächenindex, Wuchshöhe, Wurzeltiefe, Bodenfeuchte, Interzeptionsspeicherfüllung. Diese Parameter werden einmal täglich aktualisiert.
- zeitlich dynamische meteorologische Parameter wie Niederschlag, Strahlungsbilanz, photosynthetisch aktive Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit. Diese Parameter werden einmal pro Rechenintervall (z.Zt. eine Stunde) aktualisiert.

Hinzu kommen statische Landoberflächenparameter, die gänztjährig unverändert bleiben, wie Bodenart, bodenphysikalische Parameter (Porenvolumen, pF-Kurve, Grundwasserflurabstand), Relief (Höhe, Gefälle, Exposition), Gewässernetz, Teil-Einzugsgebietsgrenzen, Fließwege, topographischer Index.

## Fernerkundungsdaten

Diese werden im Rahmen des Gesamtsystems aufbereitet und zu Modellparametern konvertiert. Tab. 3.1 gibt einen Überblick über die wichtigsten Flächenparameter, die in einem Modelllauf von PROMET benötigt werden. Die meisten dieser Parameter können potentiell mit Fernerkundungsdaten ermittelt werden, womit auch eine hohe zeitliche Auflösung durch eine regelmäßiges Update der Input-Daten erreicht werden kann.

Tab. 3.1: Potentiell erforderliche Flächenparameter für einen Modelllauf mit PROMET (nach MAUSER et al. 1997)

Parameter	Erforderliches Zeitintervall	potentiell aus Fernerkundungsdaten ableitbar
Landnutzung	1 Jahr	✓
Blattflächenindex	7 – 14 Tage	✓
Wuchshöhe	7 – 14 Tage	✓
Biomasse	7 – 14 Tage	✓
Vegetationsbedeckungsgrad	7 – 14 Tage	✓
Albedo	7 – 14 Tage	✓
Saataufgang	1 – 3 Tage	✓
Wurzeltiefe	7 – 14 Tage	-
Bodenfeuchte	1 – 3 Tage	✓
Bodenhydraulische Eigenschaften	statisch	-
Bodenrauhigkeit	7 – 14 Tage	✓
Relief	statisch	✓
Oberflächentemperatur	-	✓
Globalstrahlung	stündlich	✓

Im Projektzeitraum wurden aus Fernerkundungsdaten Landnutzung, Albedo, Bodenfeuchte, Bewölkung, Globalstrahlung sowie das Relief ermittelt (vgl. Kap. 6 - 9). Die Modellierung der Wasserhaushaltsgrößen mit dem Modell PROMET kann damit laufend verbessert werden. Zwangsläufig fehlerbehaftete weil stark vereinfachende Interpolationsmodelle zur Bestimmung der Inputgrößen können auf diese Weise mehr und mehr reduziert werden. An dieser Stelle sollen deshalb die im Projektzeitraum aus der Fernerkundung abgeleiteten Parameter kurz vorgestellt werden. Es muss jedoch auch einschränkend darauf hingewiesen werden, dass die in Tabelle 3.1 aufgeführten Inputparameter meist eine sehr hohe zeitliche Auflösung erfordern, die nur in seltenen Fällen mit den derzeit zur Verfügung stehenden Satellitensystemen verwirklicht werden können. Mikrowellen-Systeme mit einer entsprechend hohen zeitlichen Auflösung sind derzeit nicht verfügbar, bei optische Systemen ist eine hohe zeitliche Auflösung mit starken Verlusten in der räumlichen Auflösung verbunden.

### 3.3.2 Aus Fernerkundungsdaten abgeleitete Flächenparameter

Die Schwerpunkt der Nutzung von Fernerkundungsdaten für die hydrologische Modellierung lag in diesem Projekt bei ERS-SAR-Daten. Aber auch die Daten optischer Satelliten konnten zur Ableitung von Flächendaten herangezogen werden (Tab. 3.2). Die abgeleiteten Flächenparameter gehen (teilweise in modifizierter Form) in die Teilmodelle von PROMET ein bzw.

dienen zur Validierung der Modellergebnisse, was an dieser Stelle näher beschrieben werden soll.

Tab. 3.2: Übersicht der aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Flächenparameter

Parameter	Satellit	Verwendete Kanäle
Radar Satelliten-Daten		
Bodenfeuchte	ERS-1 und –2	SAR
Biomasse		
Mahdtermin		
DGM		
Optische Satelliten-Daten		
Albedo	NOAA-14	NOAA-AVHRR K 1 [0.55 - 0.7 μm] K 2 [0.7- 1.0 μm]
	IRS-P3	MOS-B K1 – K 13 [0.408 – 1.011 μm]  WIFS K 1 [0.62 – 0.68 μm] K 2 [0.77 – 0.86]
Globalstrahlung (+ Bewölkung)	METEOSAT	VISSR
Landnutzung	LANDSAT 5	TM

Die Bodenfeuchte kann zugleich als Modellinput als auch zur Validierung der Modellergebnisse dienen. PROMET berechnet im Bodenwasserteilmodell den Bodenwassergehalt sowie das Matrixpotential. Diese Kenngrößen gehen wiederum bei der Bestimmung des Bestandswiderstandes in das Pflanzenteilmodell ein. Die aus ERS-SAR-Daten abgeleitete Bodenfeuchte kann im Modelllauf mit den berechneten Bodenfeuchtergebnisse verglichen werden, um die Qualität der Eingabedaten zu optimieren. Weiterhin wurden die Ergebnisse der Bodenfeuchte aus Fernerkundungsdaten zur Validierung der Modellergebnisse verwendet (Kap. 10).

Als wichtige Eingabegröße benötigt das Pflanzenteilmodell von PROMET den Blattflächenindex (LAI). Er beschreibt das Verhältnis von Blattfläche zu Bodenfläche in einem Bestand. Der LAI kann nur durch sehr aufwendige Messungen bestimmt werden. Der Blattflächenindex wurde deshalb für jede Landnutzung über empirische Beziehungen aus der Biomasse abgeleitet. Die Biomasse selbst konnte aus ERS-Daten erfolgreich abgeleitet werden (Kap. 6.2), eine Landnutzungsklassifikation erfolgte mit Hilfe von LANDSAT-TM-Daten.

Der Zuwachs von Biomasse ist kein kontinuierlicher Prozess. Er ist in Abhängigkeit vom Wasser- und Strahlungsangebot ständigen Schwankungen unterworfen. Durch Ernte bzw. durch die Wiesenmahd wird der natürliche Biomassezuwachs zusätzlich verändert. Um diesen Zeitpunkt auch im Modell festzuhalten, wurde versucht, die Mahdtermin aus ERS-Daten zu entnehmen (Kap. 6.3). An jedem Mahdtermin wird der Modelllauf neu initialisiert.

Die Albedo wird als wichtige Inputgröße für die Berechnung der Strahlungsbilanz im Strahlungsmodell von PROMET benötigt (vgl. Gl. 3.3). Die Albedo ist unmittelbar abhängig von der Vegetationsbedeckung bzw. vom Zustand der Vegetation. Sie ändert sich damit im Jahresverlauf, was ein regelmäßiges Update der Eingabedaten für das Modell erfordert. Eine Ab-



leitung der Albedo aus Fernerkundungsdaten erfolgte aus einer kombinierten Auswertung von NOAA-AVHRR-Daten sowie von MOMS- und WIFS-Daten des indischen Satelliten IRS-P3 (Kap. 9).

Als weitere Eingangsgröße, die aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden kann, benötigt das Strahlungsmodell die Globalstrahlung (vgl. Gl. 3.3). Sie setzt sich zusammen aus einem direkten und einem diffusen Teil. Der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung an der gesamten kurzwelligen Strahlung ist sehr stark von der Bewölkung abhängig. Die Globalstrahlung wird i.d.R. an nur wenigen Stationen gemessen und muss dazwischen interpoliert werden, wenn man die räumliche Verteilung erhalten will. Diese Interpolation ist schwierig, da scharf abgegrenzte Wolken eine abrupte Änderung der Strahlungsfelder auf der Erdoberfläche hervorrufen und man es damit nicht mit einem sich stetig ändernden Feld zu tun hat. Interpolationsfehler liegen leicht in der Größenordnung von 100 %. Es wurde deshalb ein Verfahren entwickelt, das es erlaubt, aus METEOSAT-Zeitserien die für die Verdunstung wichtige Bewölkung und Globalstrahlung in 2-stündiger Auflösung flächendeckend abzuleiten (Kap. 8).

Als wichtigen statischen Eingabeparameter benötigt PROMET das Relief (Höhe, Gefälle, Exposition). Mit Hilfe interferometrisch prozessierter ERS-Daten konnte ein DHM erstellt werden (Kap. 5.2), das in einem ersten Versuch bereits für die Hochwassermodellierung eingesetzt werden konnte (Kap. 11).

## 4 Geländedaten

Die kontinuierliche Erhebung von Geländedaten ist Grundlage für die Erfassung und Bestimmung von Landoberflächenparametern und ihrer Veränderungen. Sie geben punktuell Auskunft über die Beschaffenheit der Parameter. Für die Fernerkundung, die als Basis für flächenhafte Ableitung von Geländeparametern genutzt wird, sind die Geländedaten wichtige Informationsquellen zur Auswertung und Validierung der Ergebnisse.

Im Rahmen des Projekts wurden verschiedene Geländeuntersuchungen durchgeführt. An Klimatürmen wurden mikrometeorologische Daten erhoben und auf mehreren Feldern im Untersuchungsgebiet die Bodenfeuchte gemessen (Abb. 4.1). Es fanden Landnutzungskartierungen, sowie wöchentliche Kampagnen zur Erfassung von Pflanzenparametern auf Testfeldern statt. Auswahlkriterium für die Testfelder war neben unterschiedlichen Nutzungsarten die Lage in unterschiedlichen Höhen, Expositionen und Gefälle.

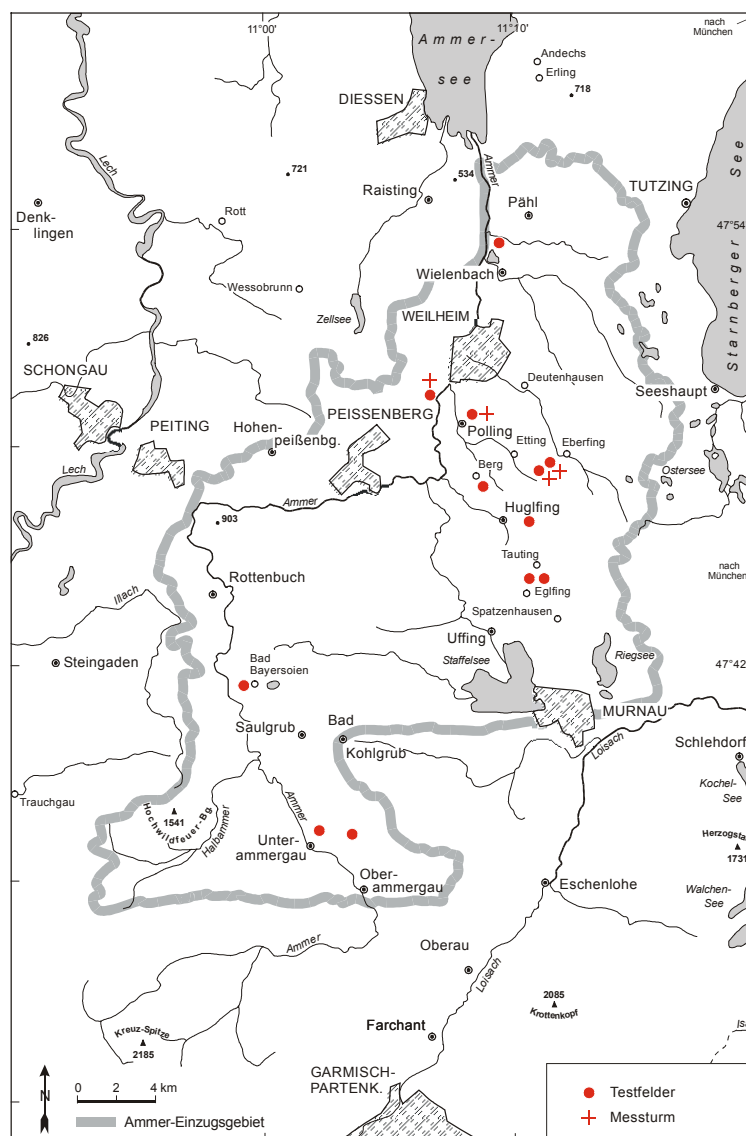


Abb. 4.1: Lage der Testfelder im Einzugsgebiet der Ammer

#### 4.1 Mikroklimatologische Messungen

Zur Erfassung der stark variierenden meteorologischen Größen wurde ein aufwendiges Messnetz mit 5 Klimatürmen aufgebaut, an denen die zur Berechnung der Energie- und Wasserströme notwendigen Messdaten erfasst werden. Dazu gehören neben der Strahlungsbilanz auch Profilmessungen von Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit in der bodennahen Luftschicht (Abb. 4.2 - Abb. 4.4). Für die Berechnung des Bodenwärmestroms muss zudem der Temperaturgradient im Boden sowie dessen aktueller Wassergehalt gemessen werden. Letzterer dient neben der Niederschlagsmessung auch zur Ermittlung der Wasserbilanz.

Innerhalb eines klimatisch homogenen Gebietes wird die Verdunstung im wesentlichen von der Verfügbarkeit an Wasser sowie der Vegetation differenziert, daher wurden die Messtürme an Standorten mit verschiedenen Bodeneigenschaften und unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung aufgestellt.

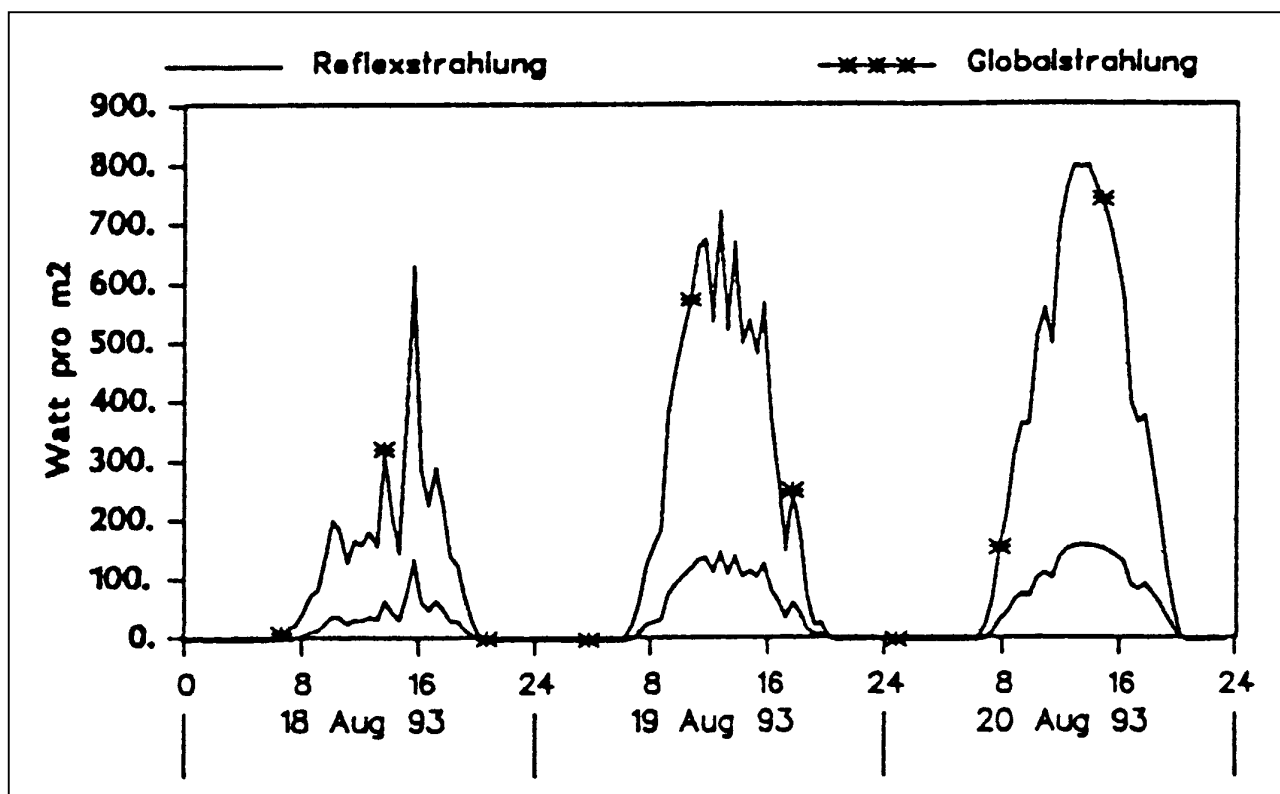


Abb. 4.2: Messergebnis der Reflexions- und Globalstrahlung

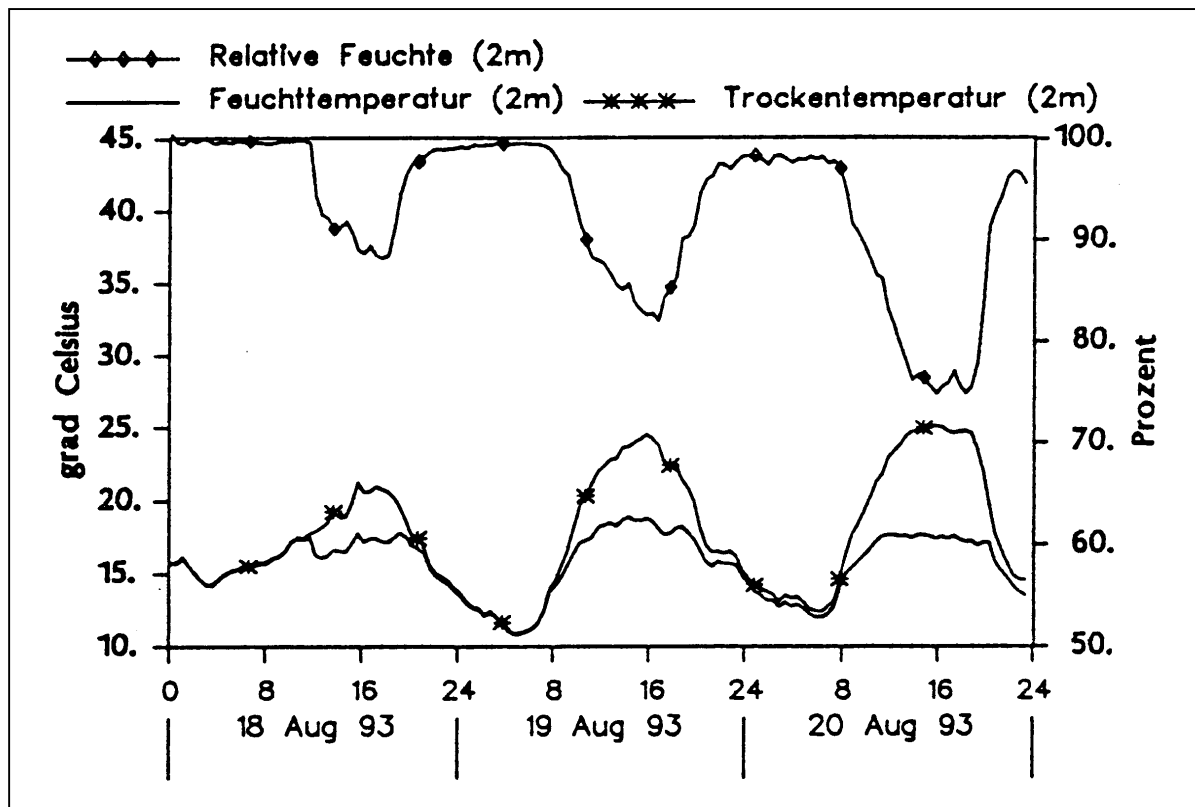


Abb. 4.3: Messergebnis der Relativen Feuchte und der Temperatur

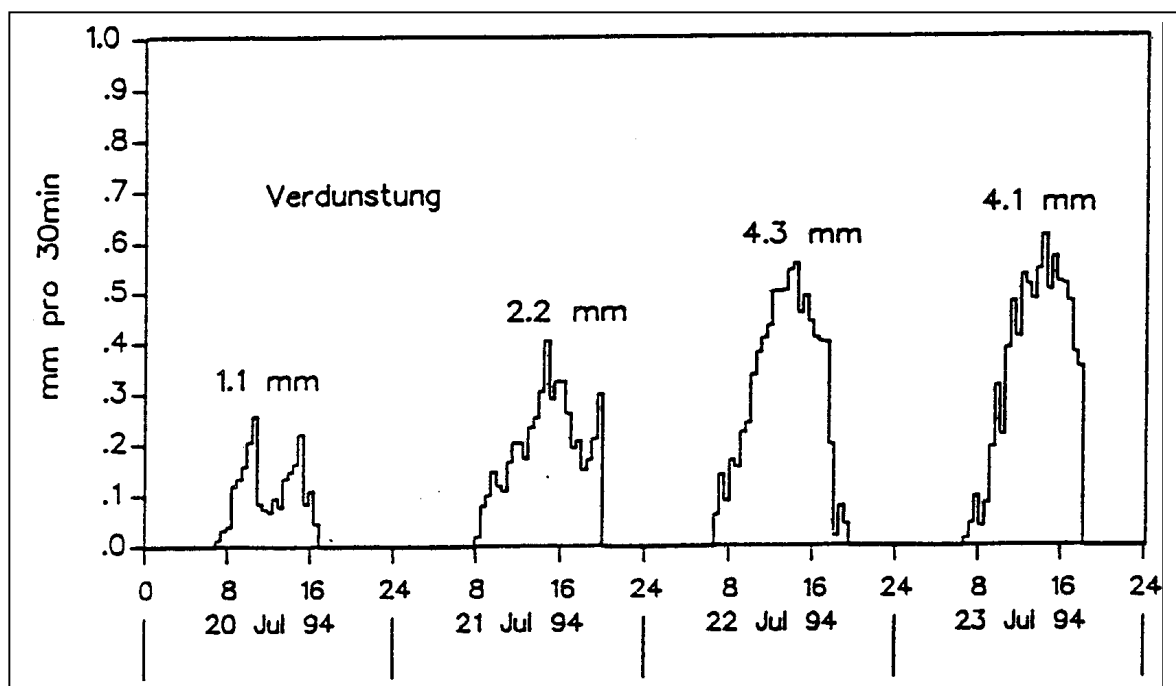


Abb. 4.4: Messergebnis der Verdunstung

Die Bodenoberfläche (einschließlich der Vegetationsbedeckung) stellt die wichtigste Energieumsatzfläche unseres Klimasystems dar. Die *Strahlungsbilanz*  $Q$  an einem Ort setzt sich zusammen aus der *Globalstrahlung*  $G$  (von der ein Teil sofort wieder als *Reflexstrahlung*  $R$  von der Erdoberfläche reflektiert wird), der langwelligen Emission des Bodens sowie der von der Atmosphäre im langwelligen Bereich zurückgegebenen *atmosphärischen Gegenstrahlung*  $A$ :

$$Q = (G - R) + (A - E) \quad \text{Gl. 4.1}$$

Diese Strahlungsbilanz ist während der Vegetationszeit tagsüber stark positiv. Die eingenommene Energie wird dann für unterschiedliche Prozesse verwendet (von denen der Energieaufwand für die Photosynthese hier völlig vernachlässigt werden kann). Zunächst fließt ein kleinerer Teil in den Boden ab, der dadurch etwas erwärmt wird. Ein weitaus größerer Anteil dient aber der Erwärmung der bodennahen Luft. Da diese angewärmte (also energiereiche) Luft ständig aufgrund der vom Wind erzeugten Turbulenz in höhere Luftschichten abtransportiert wird und durch kühlere Luft von dort ersetzt wird, entspricht dieser Vorgang einem Transport "fühlbarer" Wärme von unten nach oben.

Steht den Pflanzen aber ausreichend Bodenwasser zur Verfügung, so wird ein erheblicher Teil der zur Verfügung stehenden Energie auch für die Transpiration in Anspruch genommen, da zur Verdunstung von Wasser, d.h. zur Phasenänderung von flüssigem Wasser in dampfförmiges Wasser, ein erheblicher Energieaufwand erforderlich ist. Dieser Wasserdampf gelangt durch die angesprochene Turbulenz ebenfalls in höhere Luftschichten und kann seine „latente“ gespeicherte Energie dort durch Kondensation wieder freigeben. Auch dieser Vorgang entspricht also einem Energietransport.

Die Energiehaushaltsgleichung lautet damit

$$-(V + L) = Q + B \quad \text{Gl. 4.2}$$

wobei das negative Vorzeichen den Abtransport der latenten und fühlbaren Wärme von der Erdoberfläche weg anzeigt.

Aus dem Grad der vertikalen Abnahme von Lufttemperatur und Luftfeuchte über dem Vegetationsbestand kann berechnet werden, in welchem Verhältnis sich die insgesamt zur Verfügung stehende Energie auf die beiden Wärmeströme aufteilt. Sind die Strahlungsbilanz und der Bodenwärmestrom bekannt, so kann man den Verdunstungsstrom nach der Sverdrup-Bowen-Methode errechnen:

$$-V = \frac{(Q + B)}{(1 + \beta)} \quad \text{Gl. 4.3}$$

worin  $\beta$  das sog. *Bowen-Verhältnis* ist:

$$\beta = \frac{L}{V} = \frac{c_p (\theta_1 - \theta_2)}{\lambda (q_1 - q_2)} \quad \text{Gl. 4.4}$$

$L$  und  $V$  sind dabei aus den Differenzen der *potentiellen Temperatur*  $\theta$  und der *spezifischen Feuchte*  $q$  in zwei Höhengniveaus der bodennahen Luftschicht zu bestimmen ( $c_p$  ist darin die spez. Wärmekapazität der trockenen Luft,  $\lambda$  die spez. Verdampfungswärme des Wassers).

Zur Ermittlung der Höhenprofile von Temperatur, Feuchte und Wind werden Klimamesstürme mit den entsprechenden Sensoren in verschiedenen Höhen benötigt. Da es sich i.A. um sehr geringe Gradienten handelt, ist eine hohe Messgenauigkeit erforderlich und das nicht unter geschützten Laborbedingungen, sondern in einer recht rauen Umgebung. Verwendet wurden für die Windmessungen Anemometer der Firma Friedrichs (Typ 4032), für die Lufttemperatur und Feuchtemessung Psychrometer der Fa. Flambeau vom Typ Pescara. Für die Strahlungsströme werden Strahlungsbilanzmesser bzw. Pyrriadiometer der Firma Schenk verwendet (Typ 8110 bzw. 8111) sowie Pyranometer der Firma Kipp & Zonen (Typ CM7 und CM11). In Abb. 4.5 ist einer dieser mikroklimatologischen Klimatürme dargestellt.

Bei der Konstruktion der Klimamesstürme waren einige Besonderheiten zu beachten: So sollen die Klimatürme zur Untersuchung unterschiedlicher landwirtschaftlicher Flächen dienen. Dies bedeutet, dass sie transportabel sein müssen. Ein jährlicher Standortwechsel (wie er bei Ackerflächen schon allein wegen der notwendigen Feldbearbeitung zwangsläufig ist) muss mit vertretbarem Aufwand durchführbar sein. Die Höhe der Türme muß den in Deutschland üblichen Feldgrößen angepasst sein. Einerseits kann bei derartigen Profilmessungen der Anspruch an die hohe Messgenauigkeit durch größere Höhendifferenzen verringert werden, andererseits darf die Turmhöhe aber etwa 10 % des Abstands vom Feldrand nicht überschreiten, um Störeinflüsse der außerhalb des Feldes liegenden Vegetation vermeiden. Eine Turmhöhe von 10 m erschien optimal, da sich die ebenfalls gemessene Windgeschwindigkeit üblicherweise auf das 10 m Niveau bezieht und mit dieser Höhe z.B. auch über einem 3 m hohen Maisbestand noch Profilmessungen durchführbar sind.

Da der Turm transportabel sein soll, konnte er nicht derart stabil dimensioniert werden, dass man ihn für die Wartung der oben befestigten Messgeräte besteigen kann. Daher wurden einziehbare Teleskop-Antennenmasten verwendet, die für diesen speziellen Einsatz entsprechend abgeändert wurden. Die Masten können soweit eingefahren werden, dass alle Messgeräte vom Boden aus gewartet werden können. Die gesamte Anlage, bestehend aus dem Turm mitsamt Auslegern, den Messgeräten, der Datenerfassung, Solaranlage, Elektronikschrank etc. passt problemlos in einen VW-Bus und ist an einem Tag komplett ab- und wieder aufbaubar.

Darüber hinaus ist auch der Strombedarf zu berücksichtigen, da sich die Verlegung von Stromkabeln auf den Feldern bei jährlich wechselnder Aufstellung nicht lohnt. Wir entwickelten daher ein hinsichtlich Stromeinsparung optimiertes Datenerfassungssystem, das neben der Abfrage der einzelnen Sensoren und Abspeicherung der Daten auch Prozesssteuerungsaufgaben wie z.B. die bedarfsgerechte Psychrometerventilation übernehmen kann. Das System baut auf einem frei programmierbaren Micro-Controller mit mehreren Ports für Kommunikation und Prozesssteuerung auf und besitzt einen hochwertigen 12 Bit A/D-Wandler mit Selbstabgleich. Über ein Bus-System können die speziellen Interface-Karten für die unterschiedlichen Sensoren angeschlossen werden. Aufgrund des modularen Aufbaus und der freien Programmierbarkeit ist das System prinzipiell beliebig erweiterbar und jederzeit an die gewünschten Bedingungen anzupassen. Auch die Bodenfeuchtesensoren konnten über eine serielle Schnittstelle mit speziellem Kommunikationsprotokoll integriert werden. Die "stromfressenden" Systemteile verweilen überwiegend im Sleep-Modus, so dass die gesamte Anlage (incl. der Lüftermotoren und pumpenbetriebener Psychrometerbefeuchtung) über eine Solaranlage versorgt werden kann.

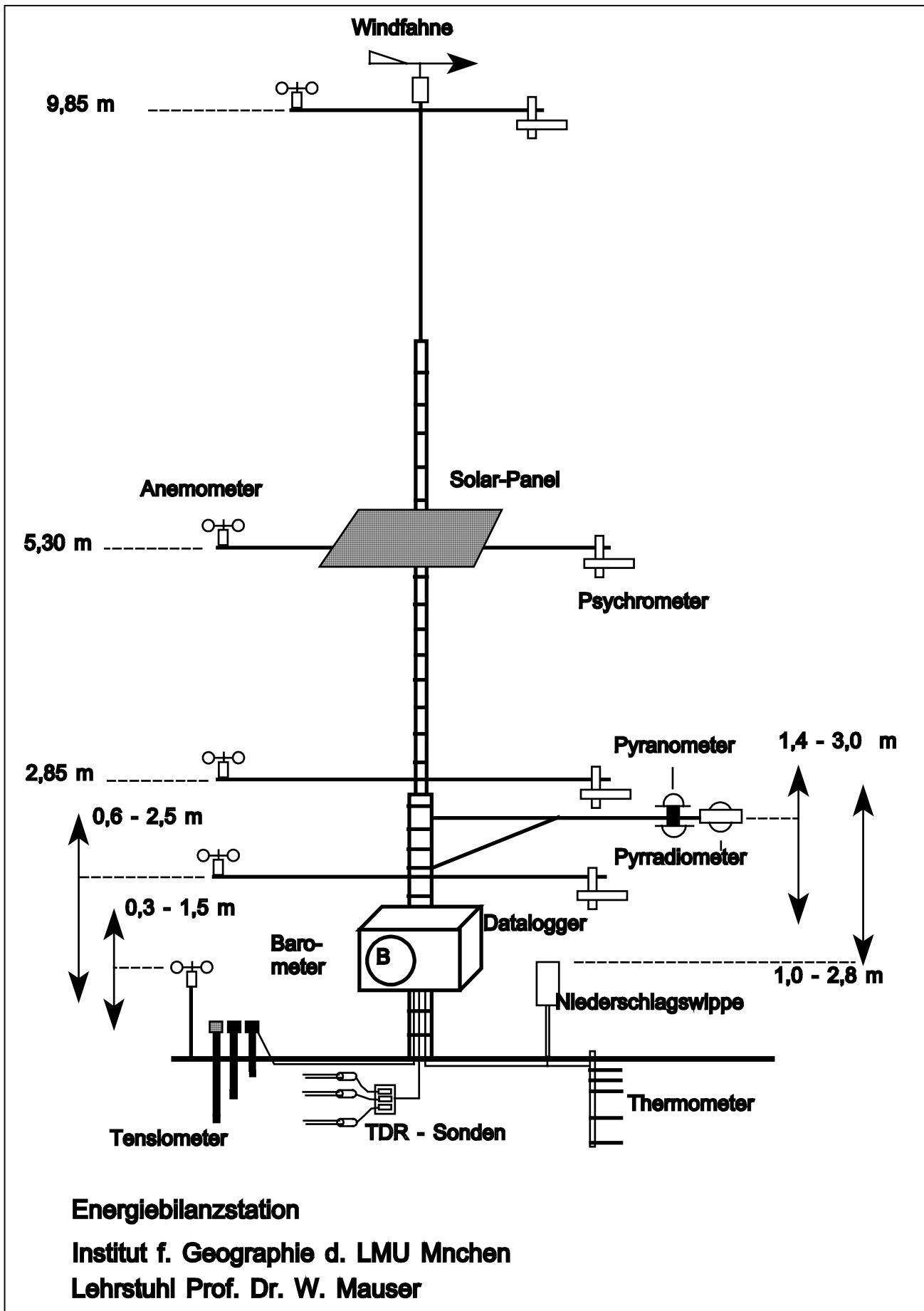


Abb. 4.5: Messturm

## 4.2 Bodenfeuchtemessungen

Im Rahmen des Projekts wurden von 1995 bis 1997 kontinuierliche Bodenfeuchtemessungen mit unterschiedliche Methoden auf ausgewählten Testfeldern im Ammereinzugsgebiet durchgeführt. Die Bodenfeuchte wurden in unterschiedlichen Tiefen mit drei verschiedenen Messprinzipien gemessen: TDR, Tensiometer und Gravimetrie.

### 4.2.1 Bodenfeuchtebestimmung mittels Gravimetrie

Die Bodenfeuchtebestimmung auf der Grundlage der Gravimetrie beruht auf der Erfassung des Gewichtsverlustes einer Bodenprobe, die künstlich ausgetrocknet wird. Dabei wird mit einem Stechzylinder 100 cm<sup>3</sup> Bodenmaterial entnommen, feucht gewogen und bei 105 °C im Trockenschrank 24 Stunden getrocknet. Das Gewicht der trockenen Bodenprobe gibt Auskunft über den Wasserverlust. Der Wassergehalt der Bodenprobe in Gewichtsprozent (Gew. %) berechnet sich folgendermaßen:

$$\text{Wassergehalt} = \frac{B_w - B_{dr}}{B_{dr}} \cdot 100 \quad \text{Gl. 4.5}$$

$B_w$  = feuchter Boden

$B_{dr}$  = trockener Boden

Um die Bodenfeuchte in Volumenprozent zu erhalten, muss das Ergebnis mit der Ladungsdichte  $d_B$  multipliziert werden.

$$\text{Vol. \%} = \text{Gew. \%} \cdot d_B$$

Die Bestimmung des Wassergehaltes mit der Methode der Gravimetrie eignet sich nicht für die kontinuierliche Erfassung von Wassergehaltsänderungen im Gelände, da die Vorgehensweise umständlich und langwierig ist (SIGL 1995). Die Genauigkeit dieser Messungen wird aber bisher von keiner anderen Methode erreicht. Deshalb werden die Messergebnisse vor allem zur Verifizierung und Kalibrierung von anderen Messmethoden eingesetzt.

### 4.2.2 Tensiometer

Mit Tensiometern wird der Bodenfeuchtegehalt über die Bodenwasserspannung in der ungesättigten Bodenzone ermittelt. Dabei werden die Kräfte, die die Wasserspannung bewirken und sich umgekehrt proportional zum Wassergehalt verhalten, gemessen. Diese werden über semipermeable Keramikzellen auf eine sich in einem Plastikrohr befindende Wassersäule erfasst, mit Hilfe eines Druckaufnehmers elektronisch registriert und an die Bodenfeuchtemessstation weitergeleitet (Abb. 4.6).

Der Hohlraum zwischen Tensiometerkerze und Druckaufnehmer wird mit entlüftetem destillierten Wasser gefüllt. Vor jedem Einbau werden die Druckaufnehmer im Labor geeicht. Die Druckaufnehmer können zur Registrierung der Werte eine automatische Messdatenerfassungsanlage angeschlossen werden, um einen kontinuierlichen Verlauf der Wasserspannung aufzuzeichnen (SIGL 1995).

Auf Testfeldern wurden jeweils drei Tensiometer in unterschiedlichen Bodentiefen in ca. 5 cm, 15 cm und 30 – 40 cm eingebaut. Dazu wurden entsprechende Löcher gebohrt und die Tensiometerrohre mit feinkörnigem Bodematerial (Quarzsand, Löß) eingeschlämmt. Dies ist für eine gute Verbindung zwischen Messeinheit und Boden wichtig, denn in nichtbindigen und skelettreichen Böden ist eine Messung sonst nicht möglich. Anschließend werden die Druckaufnehmer und ein Witterungs- und Strahlenschutzvorrichtung angebracht. Zusätzlich



werden die Druckaufnehmerkabel gegen Verbißschäden geschützt und die Tensiometerrohre abgedichtet, um das Eindringen von Niederschlagswasser entlang der Rohre zur Saugkerze zu verhindern (ROMBACH 1992, LIEBL 1993). Die elektronische Datenaufzeichnung der Messwerte erfolgt kontinuierlich alle 30 Minuten.

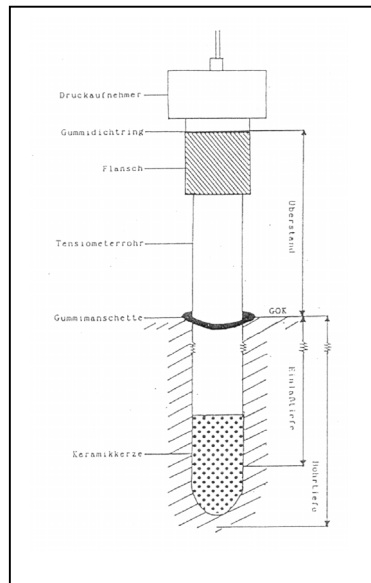


Abb. 4.6: Tensiometer (nach SIGL 1995)

#### 4.2.3 TDR-Messungen

Die Messung der Time Domain Reflectometry (TDR) beruht auf den elektrischen Eigenschaften des untersuchten Materials, die durch die Dielektrizitätskonstante repräsentiert werden. Das Messprinzip beruht auf der Ausbreitungsgeschwindigkeit eines elektromagnetischen Signals. Die Vorrichtung besteht aus einem Messgerät, das die Signale aussendet und die Laufzeit misst. Dabei bilden die Kabel, die Sonden und der zu untersuchende Boden den elektrischen Leiter, an dem sich das Signal ausbreitet (Abb. 4.7). Die Laufzeit des Signals ist von den dielektrischen Eigenschaften des untersuchten Mediums abhängig. Der Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit ( $c$ ) und der relativen Dielektrizitätszahl ( $\epsilon_r$ ) ist:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad \text{Gl. 4.6}$$

Die magnetische Permeabilität ( $\mu_r$ ) in nicht-magnetischen Stoffen wird gleich 1 gesetzt und die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ( $c_0$ ) ist konstant. So muss noch die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Welle bestimmt werden. Da die Länge des Leiters ( $l$ ) in Form von Kabeln und Sonden bekannt ist, kann die Geschwindigkeit über die Laufzeit ( $t$ ) festgestellt werden:

$$c = \frac{2l}{t} \quad \text{Gl. 4.7}$$

Die Dielektrizitätszahl von Wasser liegt bei  $\epsilon = 81$  und damit weit über der von reinem Bodenmaterial ( $\epsilon = 2-5$ ). Dadurch kann über empirische Näherungsformeln von der Dielektrizitätszahl  $\epsilon_r$  direkt auf die volumetrische Bodenfeuchte  $\theta_v$  geschlossen werden (TOPP et al. 1980, ROTH et al. 1992, FUNDINGER et al. 1992):

$$\epsilon_r = 3.03 + 9.3\theta_v + 14.0\theta_v^2 - 76.7\theta_v^3 \quad \text{Gl. 4.8}$$

Die aufgezeichnete Welle des elektromagnetischen Impulses und seiner Reflexionen wird nach Impedanzänderungen untersucht, die jedes Signal beim Durchlauf des Leiters erfährt und charakteristische Spannungsänderungen zur Folge hat (SIGL 1995).

Zur Installation der stationären TDR-Sonden wurde ein 50 cm tiefes Loch mit einer Grundfläche von ca. 50 cm x 100 cm ausgehoben. Dabei dürfen die natürlichen Gegebenheiten des Bodens möglichst nicht gestört werden. Die erste Sonde wurde möglichst nahe der Oberfläche in ca. 5 cm Tiefe (horizontal) eingebaut. Diese Tiefe ist nicht mehr entscheidend von Geländeunebenheiten und Pflanzenmaterial gestört und für Untersuchungen mit Radarfernerkundungsmethoden interessant. Die zweite Messsonde wurde bei ca. 15 cm gewählt. Diese Tiefe wurde aufgrund von bodenkundlichen Untersuchungen gewählt. Hier wurde noch Oberboden (Ah bzw. Ap) gefunden und ist vom Ausgangssubstrat mit der ersten Sonde in Verbindung zu bringen. Eine dritte Sonde wurde in einer Tiefe eingebaut, die bereits unter der signifikanten Grenze zwischen zwei Bodenhorizonten liegt, sie befindet sich bereits im Unterboden (Bv). Dadurch sollten spätere Vergleiche zwischen unterschiedlich entwickelten Bodenhorizonten ermöglicht werden. Nach dem Einbau wurde die Messelektronik angeschlossen und das Loch wieder mit dem entsprechenden Material verfüllt (SIGL 1995).

Zudem wurden TDR-Handsonde (TRIME-FM) bei den Geländekampagnen eingesetzt. Dabei wurden die Sonden in voller Länge (11 cm) senkrecht in den Boden gesteckt, wodurch eine Integralmessung über die ersten 11 Bodenzentimeter durchgeführt werden konnte.

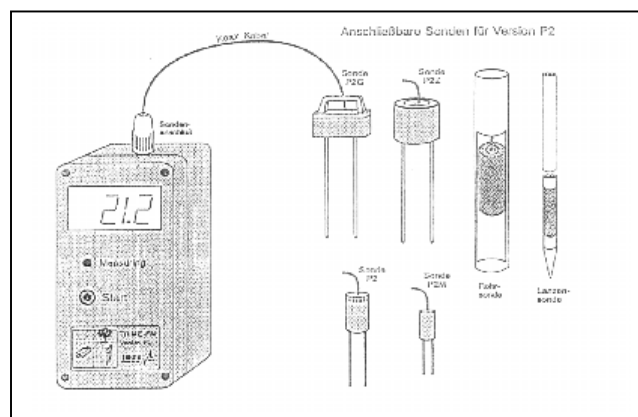


Abb. 4.7: TDR-Messgerät

#### 4.2.4 Vergleichende Diskussion der Messergebnisse

Die Auswertung der Bodenfeuchtemessungen mit den beschriebenen Messmethoden zeigt, dass die Erfassung der Bodenfeuchte eine nicht unproblematische Aufgabe ist. Die Vergleiche werden hier exemplarisch für das Jahr 1995 beschrieben.

Bei der Betrachtung der Abb. 4.8 fällt auf, dass die Messungen der TDR-Stationssonden und der Tensiometer im groben Verlauf ähnlich sind. Auch die Absolutwerte sind ähnlich. Die größte Abweichung liegt darin, dass die Tensiometer auf Niederschlagsereignisse meist stärker reagieren als die TDR-Sonden, andererseits bei Austrocknung die TDR-Sonden deutlich geringere Werte zeigen.

Die gravimetrischen Bodenfeuchtebestimmungen geben nur wenige Anhaltspunkte. Meistens liegen die Messungen im Bereich der TDR-Stationssonden, teilweise weichen sie auch über 10 Vol. % ab. Der hohe Wert am 06.06.1995 (DOY 157) ist auf die Messbedingungen während einer starken Regenperiode zurückzuführen, in der die Niederschlagsereignisse so extrem

waren, dass sich das Loch der TDR-Feldmessung und Stechzylindernahme sofort mit Wasser füllte (SIGL 1995). Abgesehen vom Messwert am 23.05.1995 (DOY 143) liegen die übrigen Werte zwischen 0 und 3 Vol. %.

Die TDR-Handmessungen zeigen stets zu niedrige Werte als die Stationsmessungen mit Ausnahme vom 06.06.1995. Die Abweichung bewegt sich zwischen 7 und 13 Vol. %. Das liegt daran, dass die Sonden auf mineralische Bestandteile geeicht wurden und das im Boden enthaltene organische Material die Genauigkeit der Messungen herabsetzte. Eine Übereinstimmung zwischen Stationssonden und Handsonden ist generell zu erkennen (SIGL 1995).

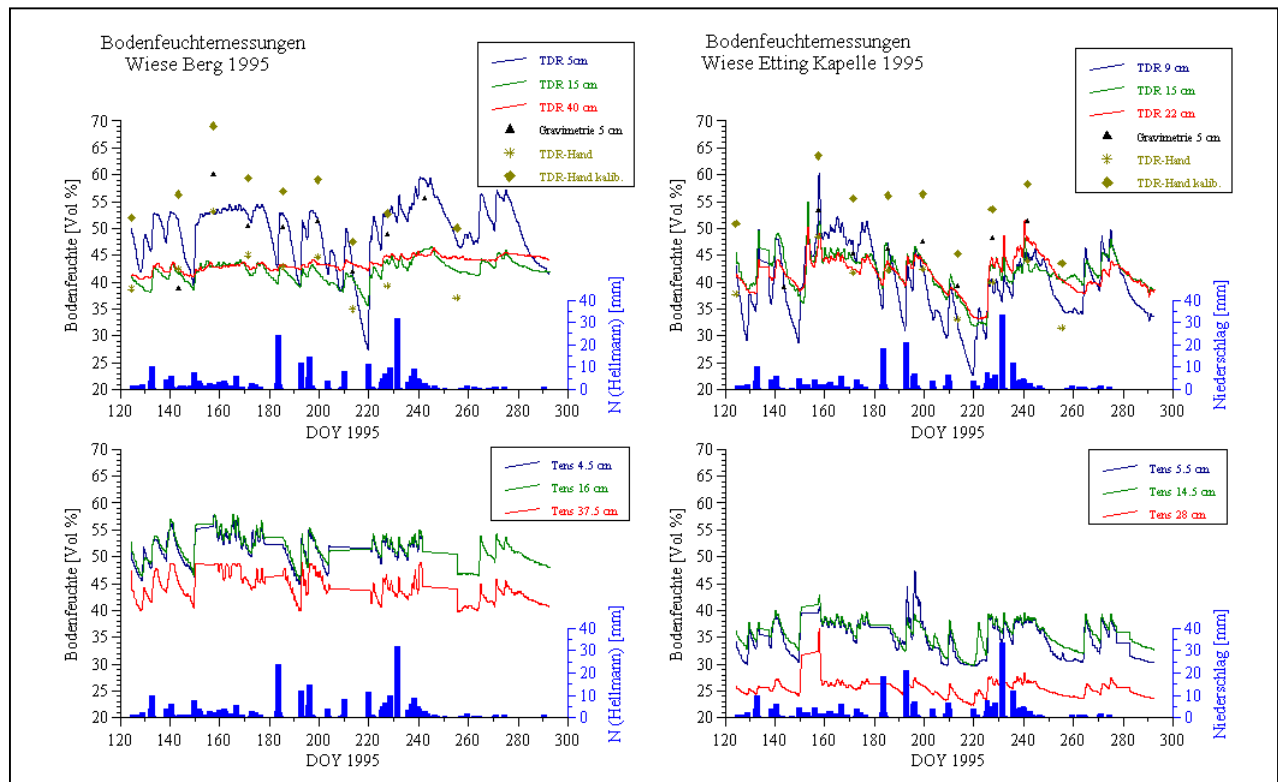


Abb. 4.8: Bodenfeuchte und Niederschlagswerte der Testfelder „Berg“ und „Etting Kapelle“ gemessen an institutseigenen Messstationen

### 4.3 Pflanzenproben

Für die Verifikation der aus Satellitendaten gewonnenen Ergebnisse war eine kontinuierliche Erfassung von Pflanzenparametern über die Vegetationsperioden notwendig. Von 1995 bis 1997 wurden im wöchentlichen Rhythmus Wuchshöhe, Phänologie und Biomasse von Grünlandflächen, Getreide- (Hafer, Gerste, Roggen) und Maisfeldern erhoben. In einer einmaligen Kampagne wurde der LAI (Leaf Area Index) bestimmt.

#### 4.3.1 Bestimmung von Wuchshöhe, Biomasse und Phänologie

Die Phänologie der Getreide- und Maispflanzen wurde nach dem EC-Standard aus Hydro Agri Dülmen (1993) bestimmt. Der Phänologieschlüssel für Getreide konnte auch für die Gräser der Wiesen angewendet (Anhang 1) werden.

Die Wuchshöhe der Pflanzen wurde in zwei Höhen gemessen. Bei Getreide und Mais wurde die Höhe des Triebes und die Höhe des obersten Blattes registriert, auf den Wiesen wurde die

Höhe der Krautschicht (unteres Stockwerk) und die Höhe der obersten Grasschicht (oberes Stockwerk) gemessen.

Für die Untersuchung der Biomasse wurden alle Pflanzen auf den Getreidefeldern nach der Wuchshöhenmessung auf einer Länge von 25 cm innerhalb einer Reihe für die Laboruntersuchungen abgeschnitten. Von den Maisfeldern wurde die Anzahl der Pflanzen auf einer Strecke von 1 m gezählt und drei Pflanzen abgeschnitten. Zudem wurde der Reihenabstand auf den Feldern notiert. Für die Bestimmung der Biomasse von Wiesen wurden an vier Stellen einer Testwiese jeweils 1 m<sup>2</sup> abgeschnitten. Im Labor wurden die Pflanzenproben gewogen und im Trockenschrank bei 105 °C ca. 12 Stunden getrocknet. Anschließend wurden die Proben nochmals gewogen.

In der Abb. 4.9 sind Beispiele für Testwiesen im Untersuchungsjahr 1997 dargestellt, die sich bezüglich ihrer Geländelage unterscheiden. Die Wiese „Berg“ liegt am Hang in einer Höhe zwischen ca. 638 und 651m ü. NN, die Wiese „Tauting“ dagegen in der Ebene auf ca. 635m ü. NN. In den ersten Kurven der Abbildungen sind jeweils die Veränderung der Wuchshöhe, unterteilt in Blattschicht und Krautschicht, dargestellt. Die Wiese Berg wurde in dem Untersuchungszeitraum viermal, die Wiese „Tauting“ nur dreimal gemäht, letztere zwischendurch (DOY: 183 - 197) und gegen Ende des Untersuchungszeitraumes (DOY: 225 - 267) beweidet. Die zweite Kurve dient neben der Information über die Trockenmasse der Wiesen zur Übersicht über den Stand der Phänologie zum Zeitpunkt der Probenentnahme. In der letzten Kurve sind die Bodenfeuchtwerte, die mit TDR-Handsonden über die ersten 15cm Bodentiefe integriert gemessen wurden, dargestellt. Zu bemerken ist, dass die am Hang gelegene Wiese „Berg“ zu allen Messterminen trockener ist, als die ebene Wiese „Tauting“.

Abb. 4.10 zeigt ein Beispiel für ein Getreidefeld (Mais). In der ersten Kurve werden die Wuchshöhen zusammen mit der Phänologie gezeigt. Zudem sind in dieser Abbildung die Ergebnisse der im Labor gemessenen Blattflächenindices angetragen. Hierbei wurden einmal die Flächen aller vorhandenen Blätter (LAI gesamt) und getrennt davon die der grünen Blätter (LAI grün) erfasst. Wie bei den oben genannten Wiesen wird in der dritten Kurve die Bodenfeuchte dargestellt.

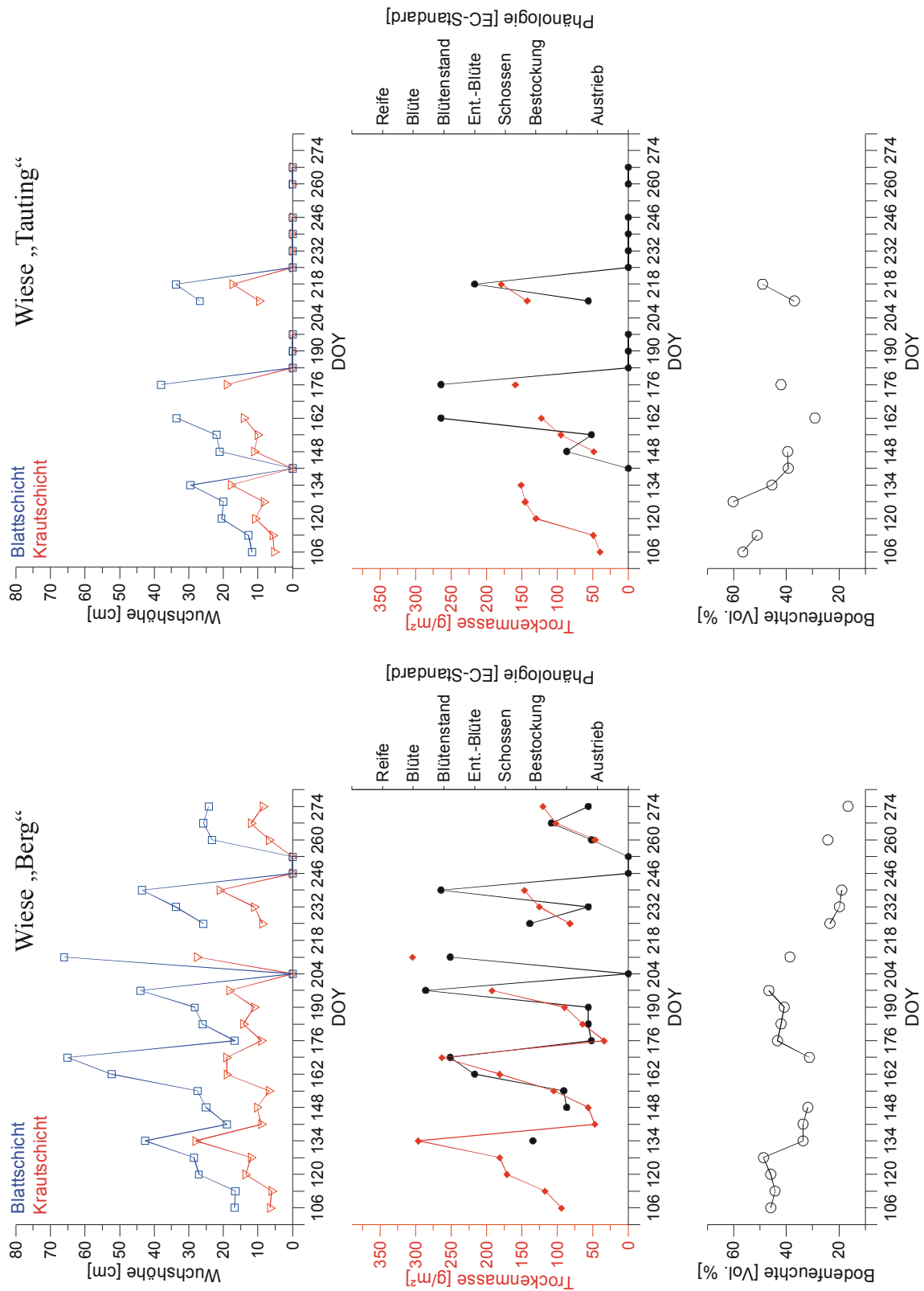


Abb. 4.9: Verlauf der Vegetationsparameter für Wiese 1997 (Beispiele „Berg“, „Tauting“)

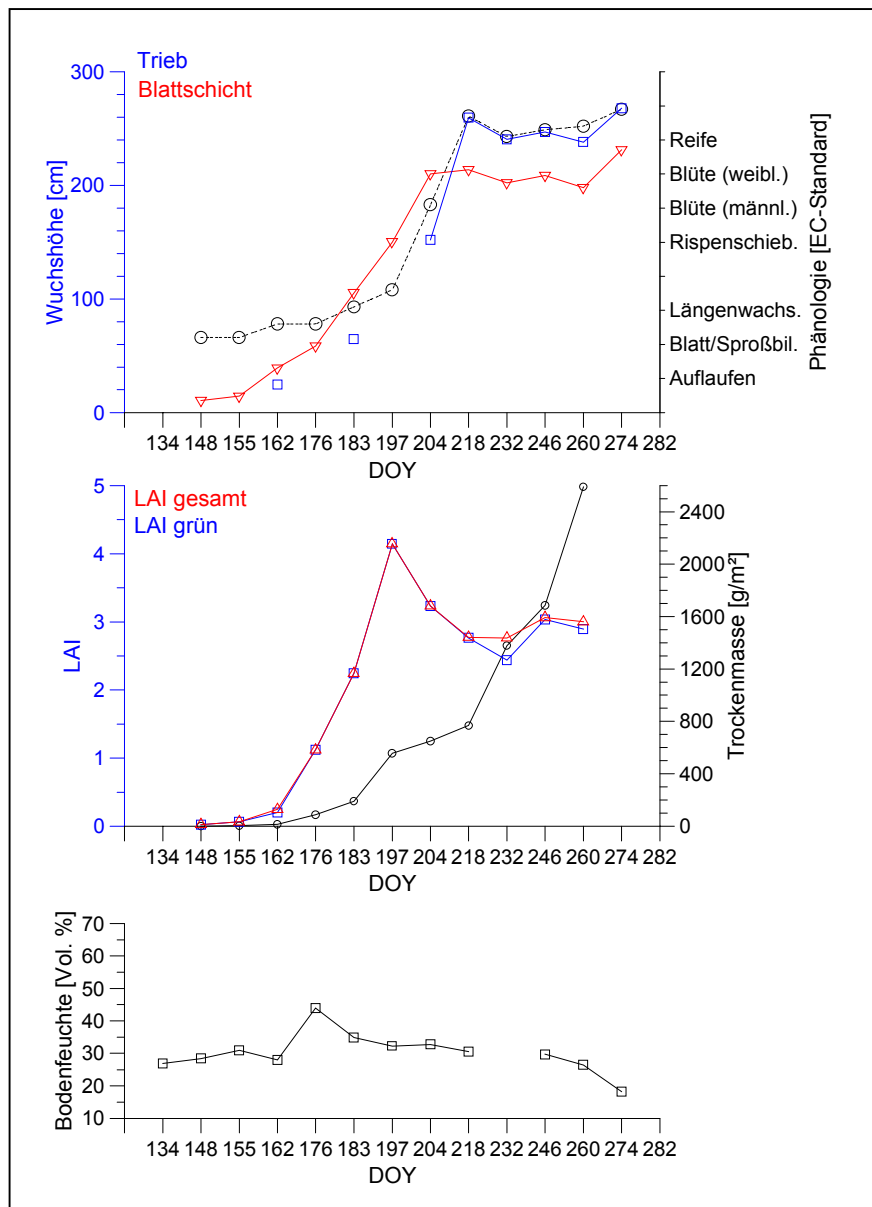


Abb. 4.10: Verlauf der Vegetationsparameter für Mais 1997 (Beispiel „Wilzhofen“)

#### 4.3.2 Erfassung der Wiesenstruktur

Für Auswertungen von Radardaten bezüglich der Biomasse von Wiesen ist es notwendig, die Struktur der Wiesen zu untersuchen. Die Bestandesstruktur beeinflusst die Vegetationsdichte und damit das Radarrückstreusignal (RIEGLER et al. 1998).

Im Gegensatz zu Getreidearten oder Mais zeigen Wiesen keinen einheitlichen und kontinuierlichen Vegetationsverlauf. Neben den vielen verschiedenen Pflanzengesellschaften einer Wiese in Abhängigkeit von Boden, Feuchtigkeit, Exposition und Geländehöhe unterscheiden sich Grünlandflächen stark voneinander. Grund dafür ist, dass die meisten Grünflächen im Testgebiet landwirtschaftlich genutzt werden. Mit jeder Mahd wird die Vegetationsentwicklung wieder unterbrochen. Das hat starken Einfluss auf die Artenzusammensetzung und -vielfalt. Wiesen sind deshalb schwer vergleichbar und können nicht als eine Klasse behandelt werden.

Das Grünland in dem Testgebiet kann grob in drei Hauptkategorien unterteilt werden:

- landwirtschaftlich intensiv genutzte Heuwiesen mit 2 – 4 Mähterminen während einer Vegetationsperiode
- Weide, hauptsächlich für Rinder
- Sumpfflächen und naturbelassene Grünflächen. Diese Bereiche werden nur einmal im Jahr geschnitten und das Gras wird als Streu genutzt.

Die strukturelle Charakteristik des Grünlandbestandes variiert in Abhängigkeit mit der Intensität der landwirtschaftlichen Nutzung, der Pflanzenhöhe und der Artenzusammensetzung. Generell werden drei Schichten entwickelt (Abb. 4.11):

- Strohschicht oder Schicht des Detritusmaterials über der Bodenoberfläche
- Krautschicht hauptsächlich bestehend aus breiten Blattarten
- Oberschicht, die hauptsächlich von Stängeln, schmalen Blättern und Köpfen unterschiedlicher Grasarten gebildet wird.

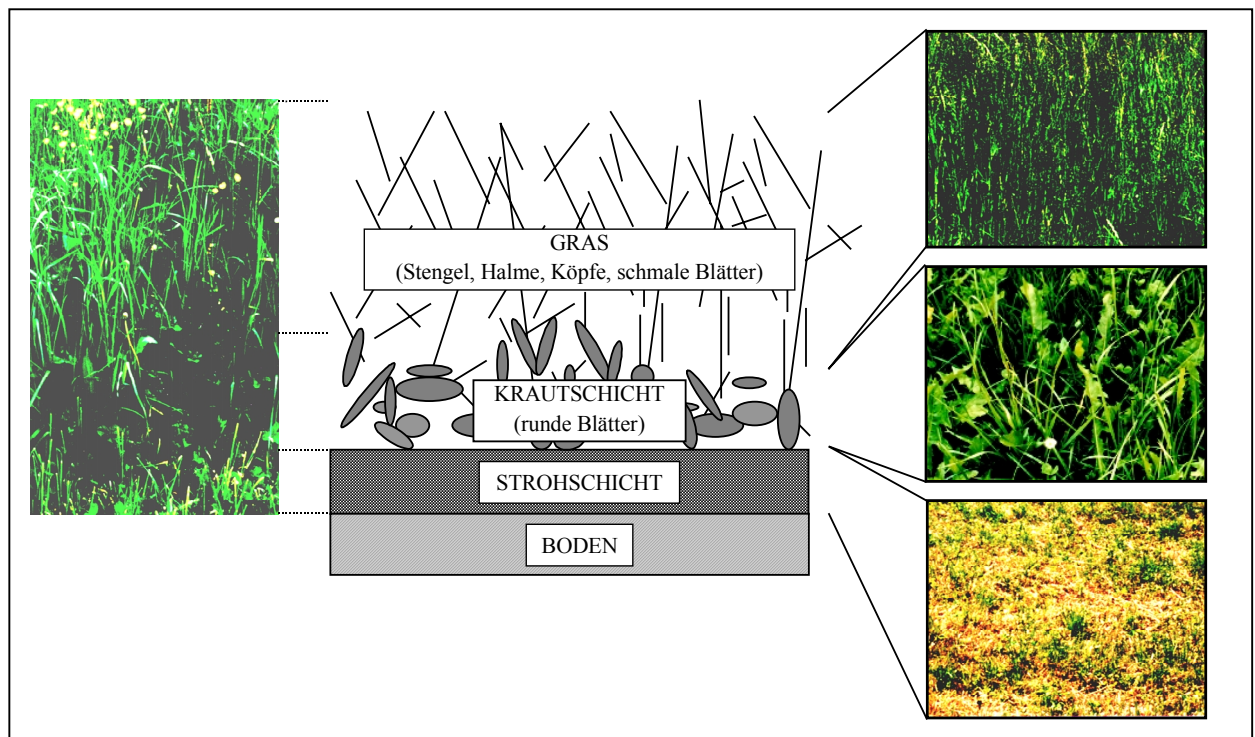


Abb. 4.11: Struktureller Aufbau von Wiesen



Betrachtet man das Grünland im Testgebiet über den Verlauf einer Vegetationsperiode, so ist zu erkennen, dass die Wiesen vor der ersten Mahd relativ einheitlich wirken. Auch die Wiesen untereinander unterscheiden sich nicht auffallend. Nach der ersten Mahd ändern sich die Bestandsstrukturen drastisch (Abb. 4.12). Vergleicht man die maximale Wuchshöhe und die Höhendifferenzen zwischen der Krautschicht und der Oberschicht bis zum ersten Schnitt und danach, wird der Wechsel in der Struktur verdeutlicht (Tab. 4.1). Aus diesem Grund wurde eine Geländekampagne zur pflanzensoziologischen Differenzierung der Wiesen durchgeführt.

Tab. 4.1: Vergleich der unterschiedlichen Pflanzenhöhen vor und nach dem ersten Schnitt für unterschiedliche Wiesen 1995 und 1996

	Wuchshöhenunterschied Krautschicht – Oberschicht	Durchschnittliche maximale Wuchshöhe
Vor dem ersten Schnitt	~ 19 cm	~ 49 cm
Nach dem ersten Schnitt	~ 41 cm	~ 66 cm

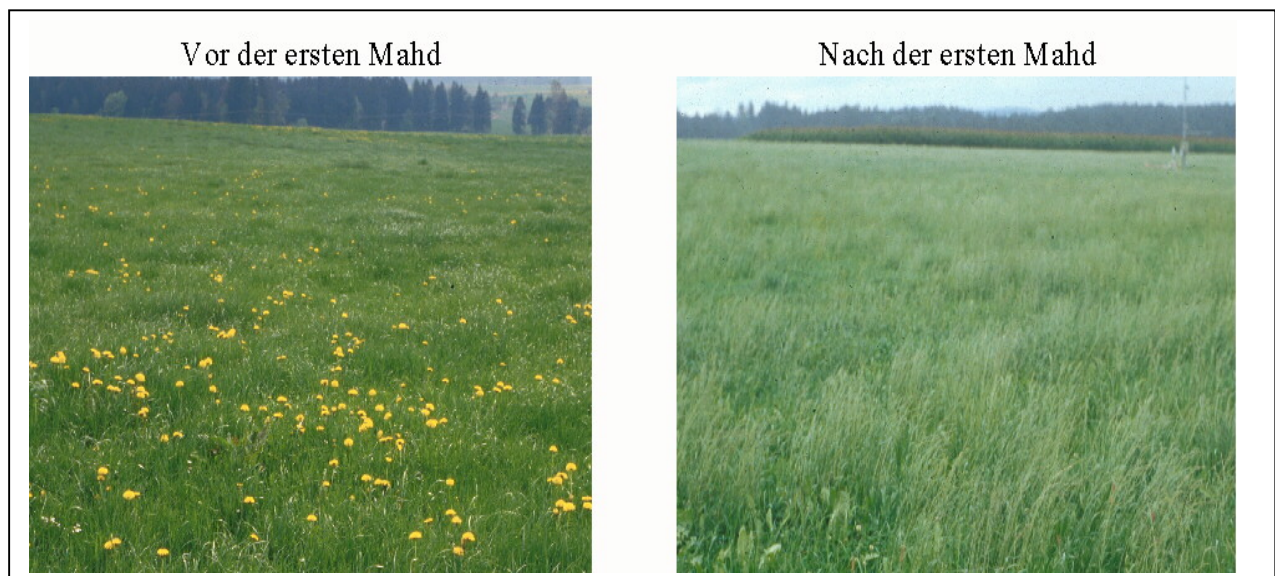


Abb. 4.12: Änderungen der Wiesenstruktur während der Vegetationsperiode

Im nördlichen Bereich des Ammereinzugsgebietes werden die Wiesen das erste Mal Ende April bis Anfang Mai gemäht. Im Süden beginnt die Mahd ca. 2 Wochen später. Im weiteren Jahresverlauf unterscheiden sich die Mahdtermine in Abhängigkeit ihrer Nutzung. So konzentrierten sich die Untersuchungen auf die Veränderung der Pflanzenzusammensetzungen der Wiesen auf den Zeitraum vor und nach der ersten Mahd.

Auf 13 Testwiesen, die in den Jahren 1995 – 1997 wöchentlich beprobt wurden, wurden die Pflanzenarten bestimmt sowie die feuchte und trockene Biomasse der verschiedenen Pflanzen ermittelt. Zur Erfassung der Struktur wurde auch auf das Verhältnis von Stängel zu Blatt eingegangen. Dazu wurden auf jeder Testwiese zwei Testflächen von  $25 \cdot 25 \text{ cm}^2$  ausgewählt und die Pflanzen pro Pflanzenart ausgezählt. Für jede Pflanzenart werden die durchschnittliche Höhe, das Verhältnis von Blättern zu Stängeln und die feuchte und trockene Biomasse, sowie deren Verhältnis zueinander bestimmt.

Die wichtigsten Pflanzen auf den Wiesen im Untersuchungsgebiet sind Gras, Löwenzahn und Klee, die je nach Wiesentyp und Bewirtschaftungspraxis in einem unterschiedlichen Verhältnis zueinander auftreten und durch weitere Pflanzen ergänzt werden. Dies sind vor allem Spitzwegerich, Gänseblümchen, Ehrenpreis, Sauerampfer und Bärenklau.



Deutlich ist auf jeder Testwiese eine Veränderung der Pflanzenverteilung vor und nach der ersten Mahd zu erkennen. Betrachtet man die prozentuale Veränderung der Biomasse der drei Hauptpflanzenarten zur Gesamtprobe, dann ist eine Zunahme des Grasanteils, eine Abnahme des Löwenzahnanteils und eine Zunahme des Kleeanteils nach der ersten Mahd zu beobachten. An der Gesamtprobe hat das Gras in der Regel den größten Gewichtsanteil (Abb. 4.13).

Nach der ersten Mahd nimmt die Pflanzenvielfalt deutlich ab. Das Beispiel der Testwiese „Tauting Eck“ zeigt, dass nach der ersten Mahd nur noch die oben genannten drei Hauptpflanzenarten auftauchen (Abb. 4.13).

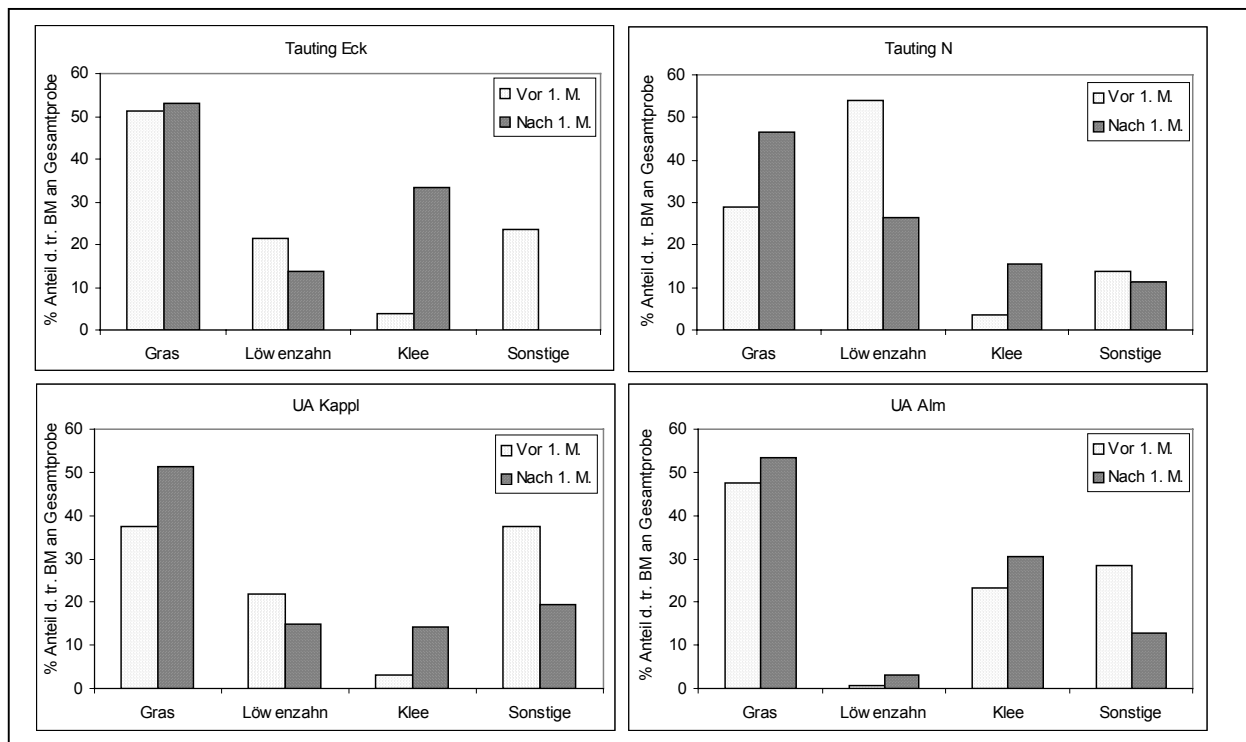


Abb. 4.13: Veränderung des prozentualen Anteils der Pflanzenarten an der Gesamtprobe vor und nach der ersten Mahd am Beispiel von vier Testwiesen

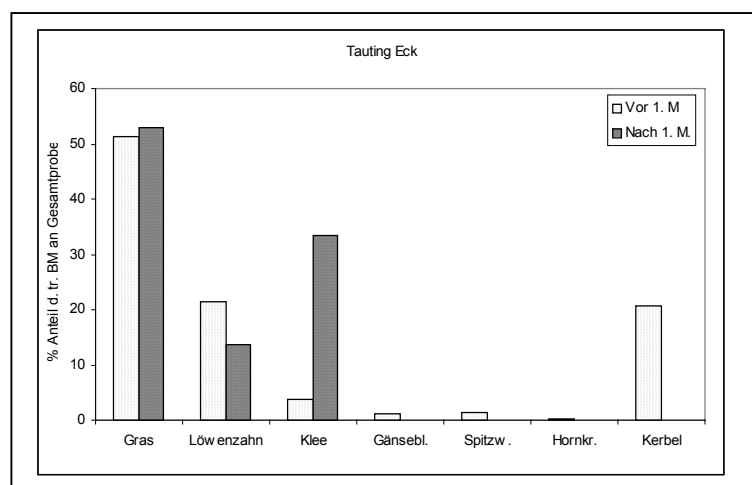


Abb. 4.14: Abnahme der Pflanzenvielfalt nach der ersten Mahd am Beispiel der Wiese „Tauting Eck“

#### 4.3.3 LAI-Messungen

Bei den Geländekampagnen wurde der LAI von Wiesen, die im Ammereinzugsgebiet einen großen Anteil an den landwirtschaftlichen Nutzflächen ausmachen, bisher nicht erfasst. Zwar lassen sich LAI-Werte für Wiesen auch in der Literatur finden (z.B. MENZEL 1997, FUHRER 1997), diese sind aber nur auf den jeweiligen Wiesentyp mit seiner individuellen Pflanzensammensetzung zutreffend. Es ist daher anzustreben, für die verschiedenen Wiesentypen im Testgebiet eigene Untersuchungen durchzuführen. Das in unserer Arbeitsgruppe vorhandene LAI-Meter ist zwar für von Getreide gut geeignet, für Wiesen allerdings sehr zeitaufwendig und nur im Labor verwendbar. Als Alternative gibt es elektronische Messgeräte, die direkt im Gelände eingesetzt werden können, ohne eine Pflanzenprobe abzuschneiden. Ein solches Messgerät wurde dem Institut im Sommer 1997 vom BITOEK (Bayreuther Institut für Terrestrische Ökosystemforschung) zu Testzwecken zur Verfügung gestellt. In einer 2-wöchigen Geländekampagne wurden erste Untersuchungen zur Bestimmung des LAI mit dem elektronischen Messgerät LAI-2000 Plant Canopy Analyzer der Firma LICOR durchgeführt. Es wurden sowohl Messungen auf den Getreidefeldern als auch auf den Wiesen gemacht und zum Vergleich Proben der jeweiligen Felder im Labor mit dem LAI-Meter gemessen.

In Abb. 4.15 sind die Ergebnisse der beiden Messmethoden für 9 Wiesen und 7 Getreidefelder gegenübergestellt. Das LAI-Meter liefert nur einen Messwert pro Probe. Mit dem LICOR-Messgerät wurden an jedem Messpunkt mehrere Einzelmessungen gemacht und der Mittelwert gebildet. Das Gerät gibt außerdem auch die Standardabweichung aller Messungen an. Für beide Landnutzungen wurde die Regressionsgerade mit der dazugehörigen Regressionsgleichung ermittelt.

Die Messungen haben gezeigt, dass in 11 von 16 Fällen, die Messwerte des LICOR über den Messwerten des LAI-Meter liegen und im Vergleich mit Literaturangaben wesentlich realistischer sind. Dieser Unterschied könnte darauf beruhen, dass bei den LICOR-Messungen im Gelände sich wechselnde Bedingungen in der Einstrahlung bemerkbar machen können. Die Labormessungen sind unabhängig von solchen witterungsbedingten Einflüssen.

Für Wiesen mit einer Bestandeshöhe von 15 bis 45 cm ermittelt MENZEL (1997) LAI-Werte von 2 bis 6. Der Maximalwert von 6 wird bei keiner der Testwiesen erreicht. Auch bei FUHRER (1997) erreicht der LAI kurz vor der Mahd Werte von 5 bis 6. Die besten Übereinstimmungen der beiden Methoden auf den Getreidefeldern gibt es bei der Messung von Mais. Verglichen mit Literaturwerten von DEMIRCAN (1995) zeigen die Werte unter Berücksichtigung der jeweiligen Phänologie eine gute Übereinstimmung.

Für eine kontinuierliche Bestimmung des LAI für Wiesen ist das LAI-Meter nicht geeignet. Hierfür ist es zu zeitaufwendig und ungenau in der Handhabung. Das LICOR hingegen ist gut zu handhaben und erfordert außerdem keine Probenentnahme. Allerdings sind die Messungen mit dem LICOR abhängig von der Wetterlage. Vor allem beim Durchzug von Cumuluswolken verbunden mit einem ständigen Wechsel von Licht und Schatten können keine Messungen gemacht werden.

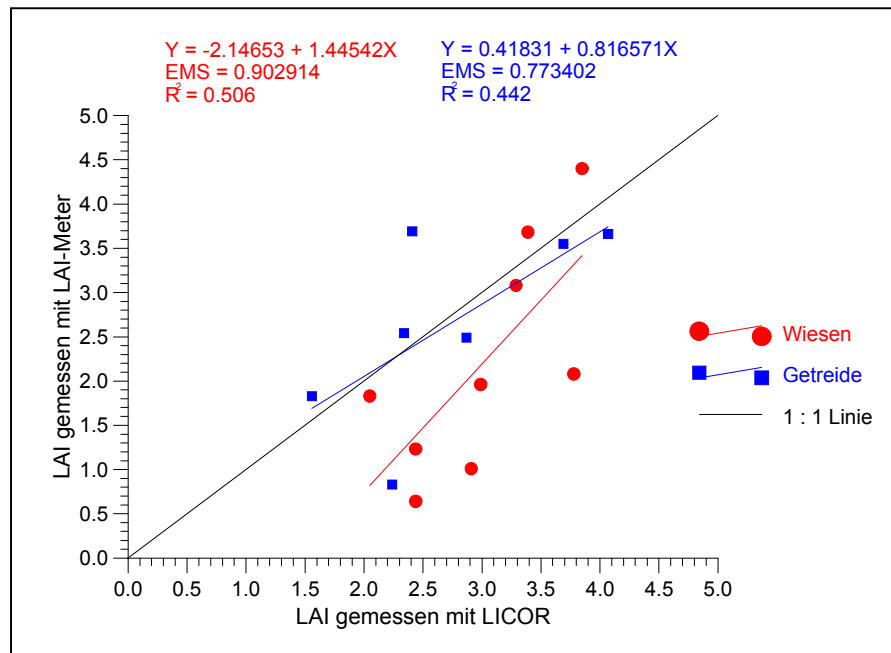


Abb. 4.15: LAI-Messungen

#### 4.4 Landnutzungskartierung

Während der ERS-Tandem-Mission am 29./30. Mai 1996 wurde eine Geländekampagne durchgeführt. An den Überflugtagen wurde das Gelände kartiert, Pflanzenparameter erhoben und Bodenfeuchte gemessen.

Für die Kartierung standen Luftbilder des Gebietes zur Verfügung. Darauf wurden die Informationen im Gelände notiert. Die Feldgrenzen wurden von den Luftbildern auf Flurkarten (Tab. 4.2) übertragen und digitalisiert. Jedem Feld wurde eine Nummer zugewiesen und die Nutzungsart registriert. Die Vektordaten wurden in Rasterdaten mit einer Auflösung von 2 · 2 m umgerechnet (Abb. 4.16). Besondere Aufmerksamkeit war dabei auf die Grünlandflächen gerichtet. Es wurde vermerkt, ob zwischen den Aufnahmen von zwei Überflügen Wiesen gemäht wurden.

Tab. 4.2: Flurkartengrundlage für die kartierte Testflächen im Einzugsgebiet der Ammer

Gebiet	Flurkarten	Gebiet	Flurkarten
Deutenhausen	SW15-13, SW15-14	Bayersoien	SW22-19, SW22-20
Wielenbach	SW12-13, SW13-13, SW12-14	Unterammerngau	SW25-17, SW25-18
Berg	SW17-14, SW18-14	Forst	SW14-18
Etting	SW17-12, SW17-13, SW18-13	Wessobrunn	SW12-19, SW13-18, SW13-19
Tauting	SW19-13, SW20-13		

Zudem wurde die Bodenfeuchte mit TDR-Handsonden gemessen. Dabei wurden die Sonden senkrecht in den Boden gesteckt und eine Integralmessung über die ersten 11 cm durchgeführt.

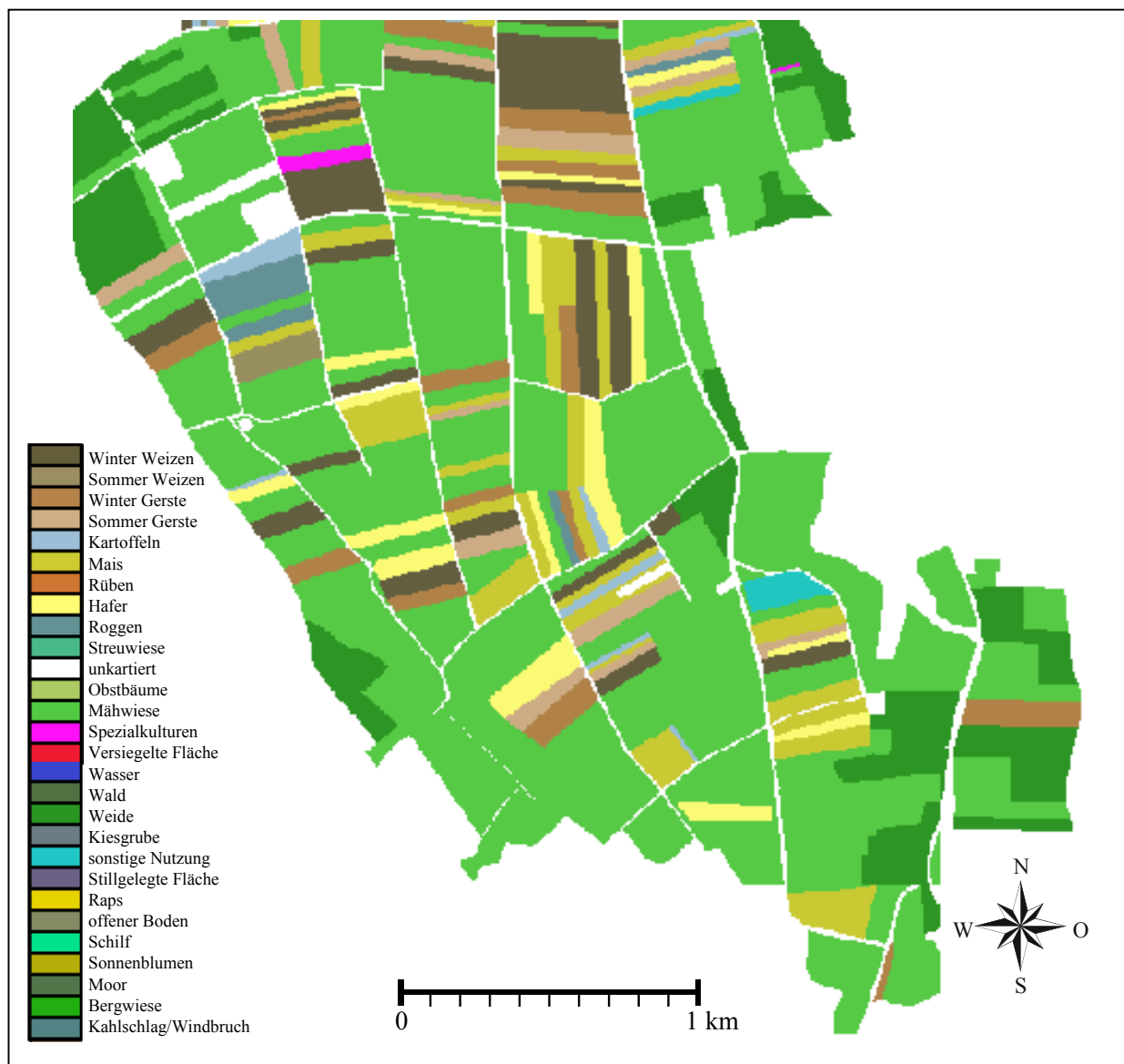


Abb. 4.16: Kartierung des Gebiets Etting während der ERS-Tandem-Mission

## 4.5 Digitale Zusatzinformationen

### 4.5.1 Bodenkarte

Für hydrologische Untersuchungen in einem Testgebiet ist die Information über die Böden in Form einer digitalen Bodenkarte relevant. Als Grundlage für die Erstellung der digitalen Bodenkarte des Ammereinzugsgebietes diente die Bodengütekarte von Bayern im Maßstab 1:100.000 (Blatt 34, Garmisch-Partenkirchen), die vom Bayerischen Landesvermessungsamt nach den Ergebnissen der Reichsbodenschätzung 1959 herausgegeben wurde. Sie beinhaltet Informationen zur Bodenart und die Ertragsmesszahlen. Informationen zu den Bodenarten liegen aufgrund von Bohrungen vor Ort nur punktuell vor. Die Ertragsmesszahlen dagegen berechnen sich über Grünland- und Ackerzahlen, die sich auf die Bodenarten stützen. So wurde davon ausgegangen, dass bei einer Veränderung der Ertragsmesszahl sich auch die Bodenart entsprechend ändert. Deshalb wurde von der Karte die Feldgrenzen der Ertragsmesszahlen digitalisiert und jedem Feld ein Wert für die Ertragsmesszahl und für die angegebene Bodenart zugeordnet. Bereiche für die keine Information zur Verfügung stand, z.B. für Böden unter Wald, blieben zunächst offen. Die digitalisierte Karte wurde anschließend in Rasterdaten umgerechnet.

Die fehlenden Informationen mussten aus anderen Informationsquellen ergänzt werden. Dazu wurde die Karte in UTM-Projektion mit einer Auflösung von  $30 \cdot 30$  m umgerechnet. Zunächst wurden aus dem Agrarleitplan die Wasserflächen hineingerechnet. Die fehlenden Bodeninformationen wurden aus Literaturangaben, topographischen und geologischen Karten (1:25.000 bzw. 1:50.000) ergänzt, unter Berücksichtigung der Geländetopographie mittels eines DGMs und der Lage in einer bereits nach Bodenarten klassifizierten Umgebung. Die Waldbereiche in den Gebirgsregionen wurden der Klasse „Bergland“ zugeordnet. Diese Klasse steht für die Bereiche mit geringer Bodenschicht auf felsigem Untergrund (BUDYNCZUK 1997).

Im Testgebiet treten vorrangig lehmige Böden auf. Im Bereich der Voralpen dominiert die Klasse „Bergland“ (Abb. 4.17).

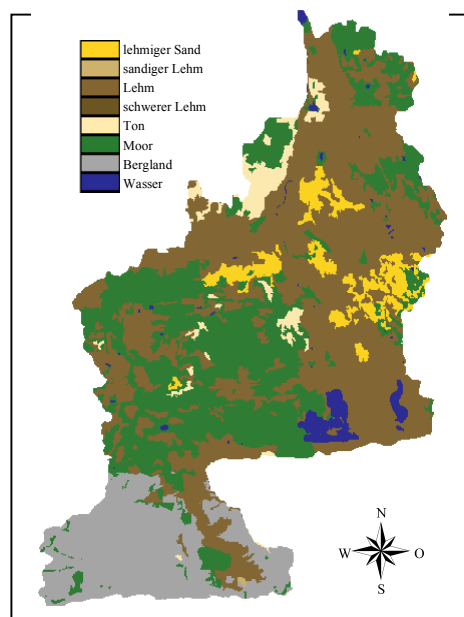


Abb. 4.17: Digitale Bodenkarte des Ammereinzugsgebietes

#### 4.5.2 Digitales Geländemodell

Für das Einzugsgebiet der Ammer stand das digitale Geländemodell „MilGEO“ des Amtes für Militärisches Geowesen zur Verfügung. Von der ursprünglichen Auflösung von 1 x 1 Bogensekunde ( $\sim 30 \times 18 \text{ m}$ ) wurde das Geländemodell in UTM-Projektion mit einer Auflösung von  $30 \cdot 30 \text{ m}$  umgerechnet.

Das Geländemodell dient zur Berechnung von Gefälle- und Expositionskarten (Abb. 4.18).

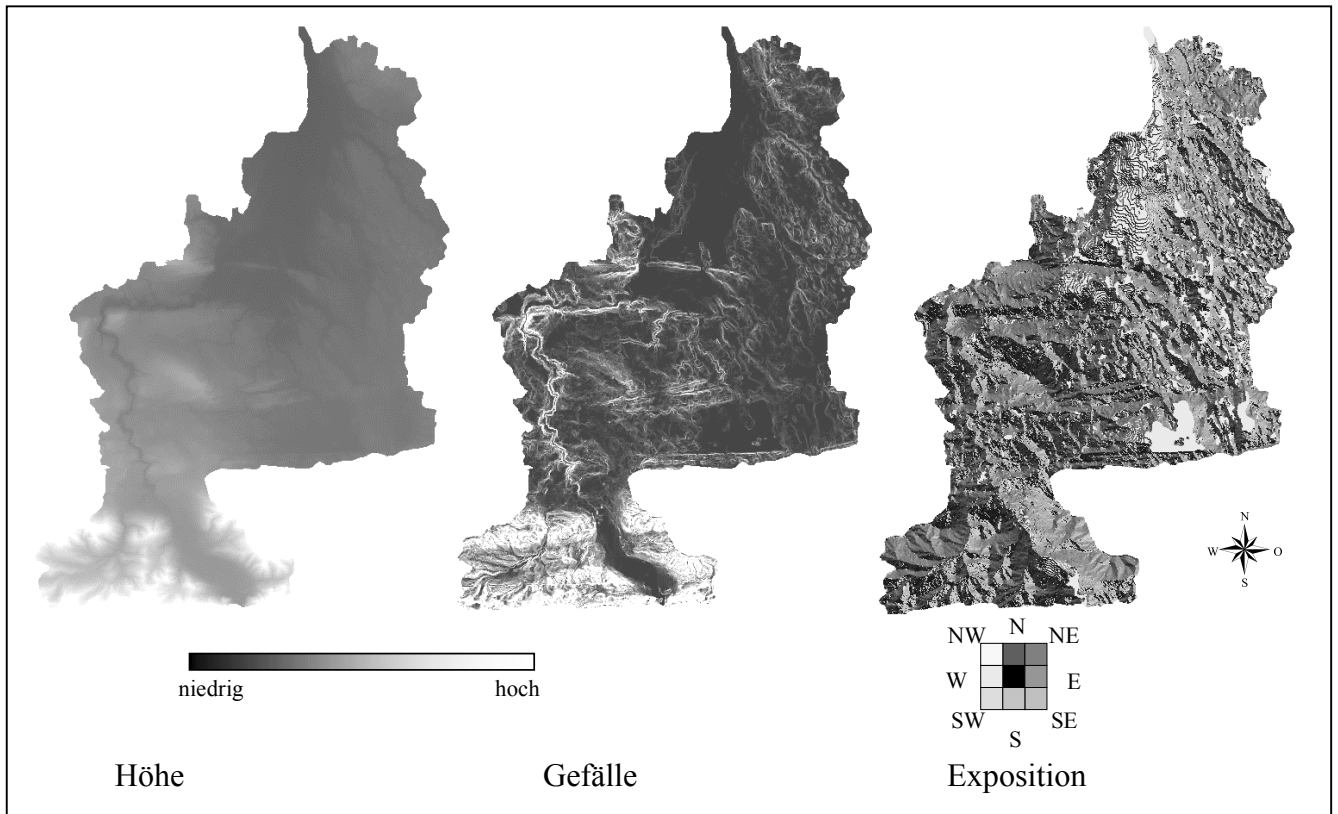


Abb. 4.18: Höhen-, Gefälle- und Expositionsinformation aus MilGEO

## 5 ERS.SAR-Daten

### 5.1 Datenprozessierung

#### 5.1.1 RAW Daten Prozessierung

Die ERS.RAW-Daten wurden bei der ESA bestellt und vom D- und I-PAF prozessiert. Die Daten sind Vollszene (100 · 110 km) mit 5616 Samples pro Aufnahmezeile und 28000 Zeilen. Die Pixeltiefe beträgt 10 bits (5 bit I (Realkomponente), 5 bit Q (Imaginärkomponente)) (BATTRIC 1993). Die Roh-Daten wurden mit einem SAR-Prozessor zu Single Look Complex Daten (SLC) (16 bit I, 16 bit Q) verarbeitet.

Der verwendete SAR-Prozessor wurde am Institut für Hochfrequenztechnik des DLR, Oberpfaffenhofen, entwickelt und dem IGGF im Rahmen des Projektes zur Verfügung gestellt. Der Prozessor basiert auf dem Extended Chirp Scaling Algorithm (FERNANDES et al. 1996).

Für die Auswertung des abbildenden Radars wurden aus den SLC-Daten mit folgender Gleichung (Gl. 5.1, Gl. 5.2) Amplitudendaten gerechnet:

$$c = I(c) + i \cdot Q(c) \quad \text{Gl. 5.1}$$

$$A = \sqrt{I^2 + Q^2} \quad \text{Gl. 5.2}$$

A = Amplitude

I = Realteil des Signals

Q = Imaginärteil des Signals

#### 5.1.2 Radiometrische Kalibrierung

Für vergleichende Untersuchungen unter Verwendung absoluter Werte, muss eine radiometrische Korrektur durchgeführt werden. Die verwendete Kalibrierungsmethode wurde 1993 von LAUR veröffentlicht und zuletzt 1998 aktualisiert.

Dabei müssen die Schwankungen der Antennen-Power einberechnet werden. Die Antenne des ERS-1 unterliegt dabei zusätzlich zeitlichen Schwankungen im Gegensatz zur Antenne des ERS-2.

Durch die Prozessierung der Roh-Daten mit einem eigenen Prozessor musste die für die radiometrische Kalibrierung wichtige Kalibrierkonstante ermittelt werden. Diese wurde durch einen Vergleich eines am IGGF prozessierten Bildes mit einem vom D-PAF prozessierten Datensatzes bestimmt. Sie liegt bei 58.7 dB.

Die radiometrische Kalibrierung der Amplitudendaten wird mit folgender Gleichung durchgeführt:

$$\beta^0 = I_{(dB)} - K_{(dB)} + \delta_{(dB)} + \Omega_{(dB)} - G^2_{(dB)} \quad \text{Gl. 5.3}$$

$$I_{(dB)} = \text{Intensität: } 10 * \log_{10}(A_n^2)$$

$$K_{(dB)} = \text{Kalibrierkonstante: } 10 * \log_{10}(K_{\text{int}})$$

$$\delta_{(dB)} = \text{normaler Einfallswinkel: } 10 * \log_{10}(\sin \alpha_n / \sin \alpha_{\text{ref}})$$

$$\Omega_{(dB)} = \text{normale Slant Range Entfernung: } 10 * \log_{10}(R_n^3 / R_{\text{ref}}^3)$$

$$G_{(dB)} = \text{Gain bezogen auf den Blickwinkel: } 10 * \log_{10}(g^2(\theta_n))$$

### 5.1.3 Geometrische und radiometrische Geländekorrektur

Hauptproblem bei der Anwendung von SAR-Daten ist die Berechnung des Radarrückstreukoeffizienten. Der Radarrückstreukoeffizient wird von der Bildgeometrie und der Topographie beeinflusst. Um Radardaten für quantitative Studien nutzen zu können, müssen diese Einflüsse eliminiert werden. Aus diesem Grund war die Entwicklung eines Geländekorrekturverfahren für ERS.SAR-Daten ein Schwerpunkt in diesem Projekt.

Für die Korrektur des Geländeeinflusses sowie der Bildgeometrie sind mehrere Informationen notwendig. Die Information bezüglich der Bildgeometrie steckt in den Orbit- und Sensordaten sowie in den Eigenschaften des Prozessors. Dazu ist ein Bezugsellipsoid notwendig. Für die Berechnung des Geländeeinflusses auf das Radarsignal muss ein digitales Geländemodell mit hoher räumlicher und vertikaler Auflösung zur Verfügung stehen.

Zunächst muss die Orbitbahn des Sensors genau bestimmt werden. Dazu wurden die von der ESA/D-PAF zur Verfügung gestellten „Precise Orbit Data“ verwendet. Diese Daten beinhalten die genaue Position (x, y, z), Geschwindigkeit (x, y, z), sowie den Roll-, Nick- und Gierwinkel des Sensors. Diese Angaben werden alle 30 s aufgezeichnet.

In dem entwickelten Algorithmus wird für eine Datenszene aus drei Orbitpunkten eine Flugbahn des Sensors mit 100 000 Punkten interpoliert. Die Genauigkeit der Interpolation liegt bei 3 m. Das Teilstück des Orbits, das der prozessierten Szene am nächsten ist, wird für die weitere Verarbeitung verwendet (RIEGLER & MAUSER 1998).

Die Topographie bewirkt Störungen in Range-Richtung, die auch einen Einfluss auf die Radialgeschwindigkeit zwischen Sensor und Beobachtungspunkt haben. Deshalb kann sich eine geländebedingte Verschiebung um mehrere Pixel in Azimut ergeben. Für jedes Radarrückstreuelement wird eine korrespondierende Sensorposition ermittelt. Anschließend kann für jedes Element die Slant-Range-Entfernung  $R_S$  und die Dopplerfrequenz  $f_D$  berechnet werden (HOLECZ 1994):

$$R_S = \sqrt{(\vec{S} - \vec{P}) \cdot (\vec{S} - \vec{P})} \quad \text{Gl. 5.4}$$

$$f_D = \frac{2f_0}{c} \frac{(\vec{v}_P - \vec{v}_S) \cdot \vec{R}_S}{|R_S|} \quad \text{Gl. 5.5}$$

$f_D$  = Dopplerfrequenz  
 $\vec{S}$  = Sensorposition  
 $\vec{P}$  = Position des Rückstreuelements  
 $\vec{v}_S$  = Sensorgeschwindigkeit  
 $\vec{v}_P$  = Geschwindigkeit des Rückstreuelements  
 $f_0$  = Trägerfrequenz  
 $c$  = Lichtgeschwindigkeit

In diesem Schritt werden die topographischen Effekte sowie der Einfluss der Erdrotation und der Geländehöhe auf die Dopplerfrequenzverschiebung und Azimutgeometrie berechnet (Abb. 5.1).



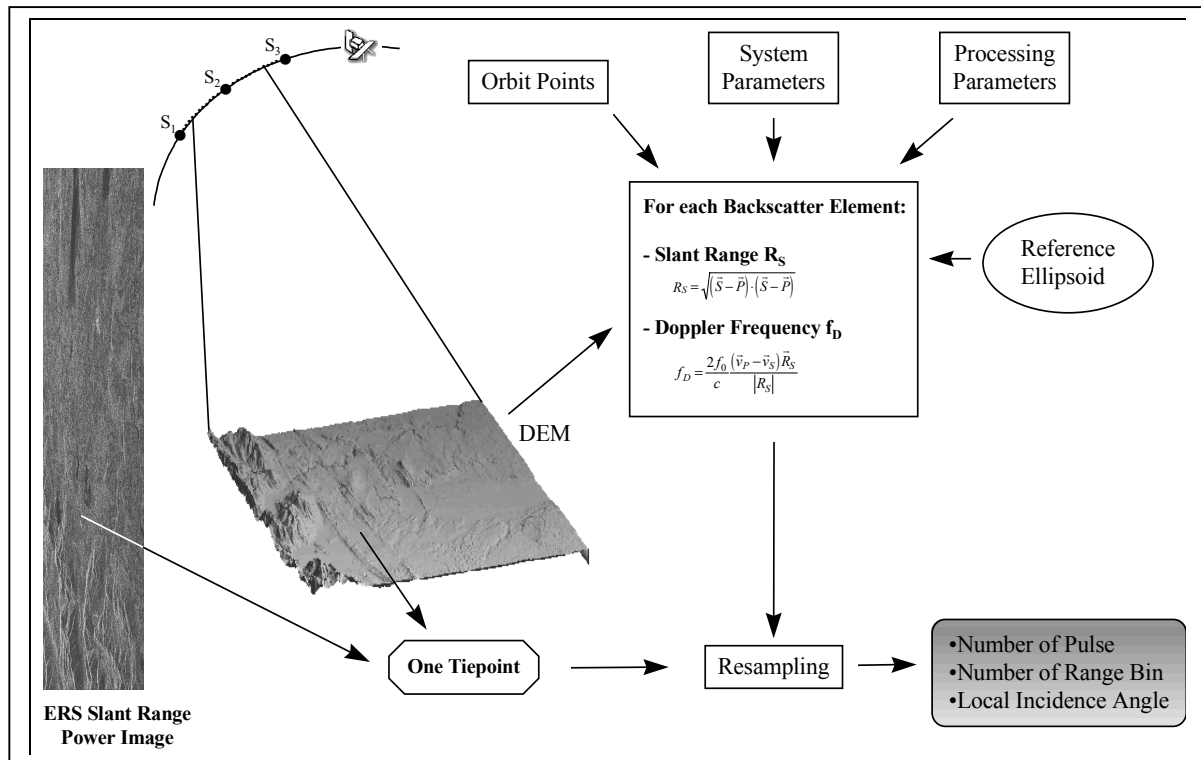


Abb. 5.1: Prinzip der Geländekorrektur der ERS.SAR-Daten

Für jedes Rückstreuelement wird die Pulsnummer und die Range-Bin-Nummer, sowie der lokale Einfallswinkel berechnet. Damit kann das ERS „Slant Range“-Bild auf die Geometrie des digitalen Geländemodells entzerrt werden. Das Resampling wird mit einer räumlichen Gewichtung basierend auf der Energieerhaltung im Bild durchgeführt. Darunter wird verstanden, dass die rückgestreute Energie eines Pulses erhalten bleibt. Das schließt ein, dass eine variable Anzahl von Beobachtungen abhängig von der Neigung und der Exposition, für jede Bodenauflösungszelle des digitalen Geländemodells verrechnet wird. Dazu werden mehrere Range Bins pro DGM-Pixel gemittelt (Abb. 5.2). Bei Verwendung der „Precise Orbit“-Daten liegt die Genauigkeit der geometrischen Korrektur der ERS-Daten unter einer Bogensekunde.

Nach der geometrischen Korrektur wird die Radiometrie korrigiert. Dafür wurde eine Kosinus-Korrektur unter Verwendung des lokalen Einfallswinkels jedes Pixels durchgeführt (Gl. 5.6 und 5.7) (ULANDER & HAGBERG 1993, ULANDER 1996):

$$\sigma^0 = \beta^0 \cdot \cos \psi \quad \text{Gl. 5.6}$$

$$\cos \psi = \sin \theta \cdot \cos u + \cos \theta \cdot \sin u \cdot \sin v \quad \text{Gl. 5.7}$$

$\sigma^0$  = korrigiertes Rückstreusignal

$\beta^0$  = Radarhelligkeit

$\theta$  = lokale Einfallswinkel

$\psi$  = Winkel zwischen der Oberflächennormalen und der Bildebene

$u, v$  = sphärische Winkel

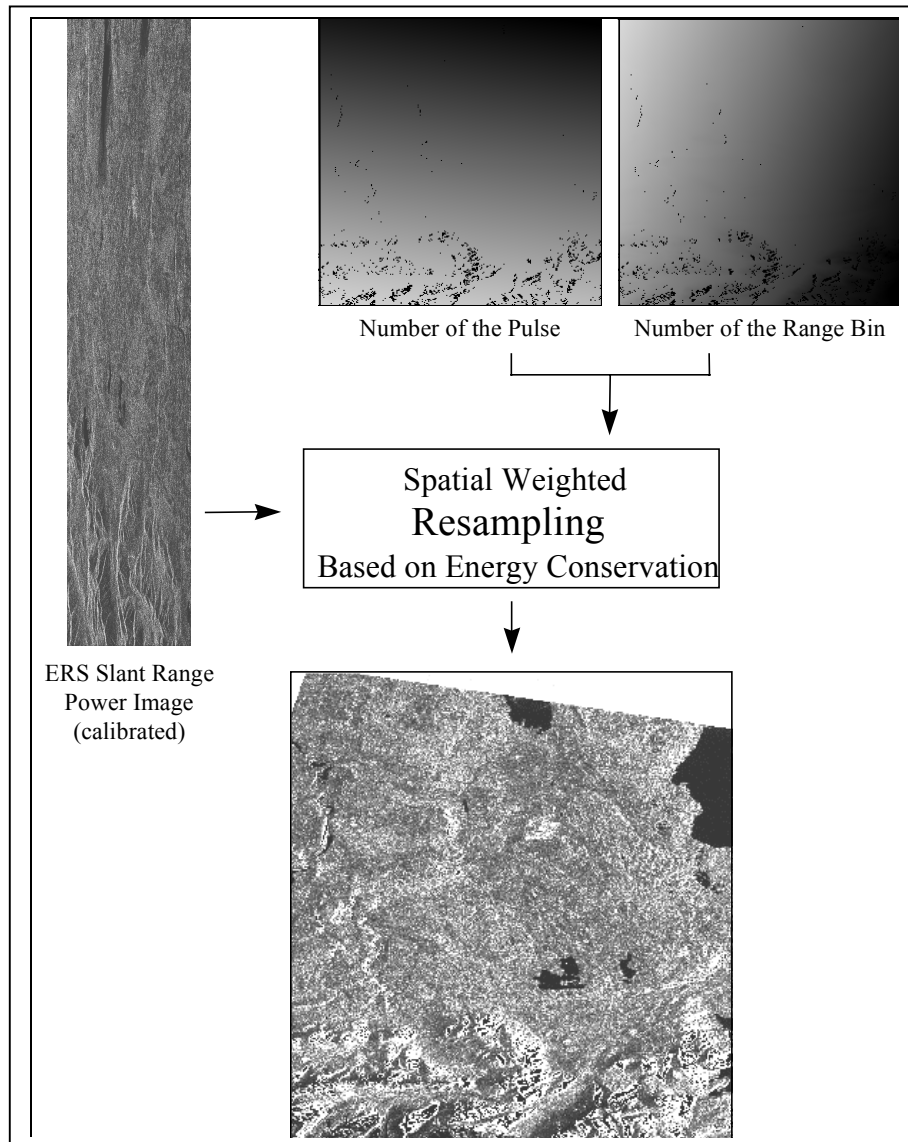


Abb. 5.2: Erster Schritt der Geländekorrektur von ERS.SAR-Daten

Die sphärischen Winkel  $u$  und  $v$  korrespondieren mit dem Gefälle und der Exposition der Oberfläche relativ zu der Vertikalen und der Flugrichtung.

Der Algorithmus berechnet die gesamte rückgestreute Intensität für jedes Pixel unter Berücksichtigung der Bereiche der Vorderhangverkürzung. Bereiche der Überkipfung von Hängen und Radarschatten werden bei diesem Verarbeitungsschritt ausgeschlossen und maskiert (Abb. 5.3).

In Abb. 5.4 ist ein nicht geländekorrigiertes Intensitätsbild, das lediglich von der „Slant Range“-Geometrie in die „Ground Range“-Geometrie umgerechnet wurde, einem geländekorrigierten gegenüber gestellt (5. April 1995, UTM-Projektion, räumliche Auflösung: 30 m). Deutlich sind in dem „Ground Range“-Bild Intensitätsunterschiede aufgrund des Reliefs zu erkennen. Im georeferenzierten Bild hingegen beruhen die Grauwertunterschiede auf verschiedenen Landoberflächenparametern.

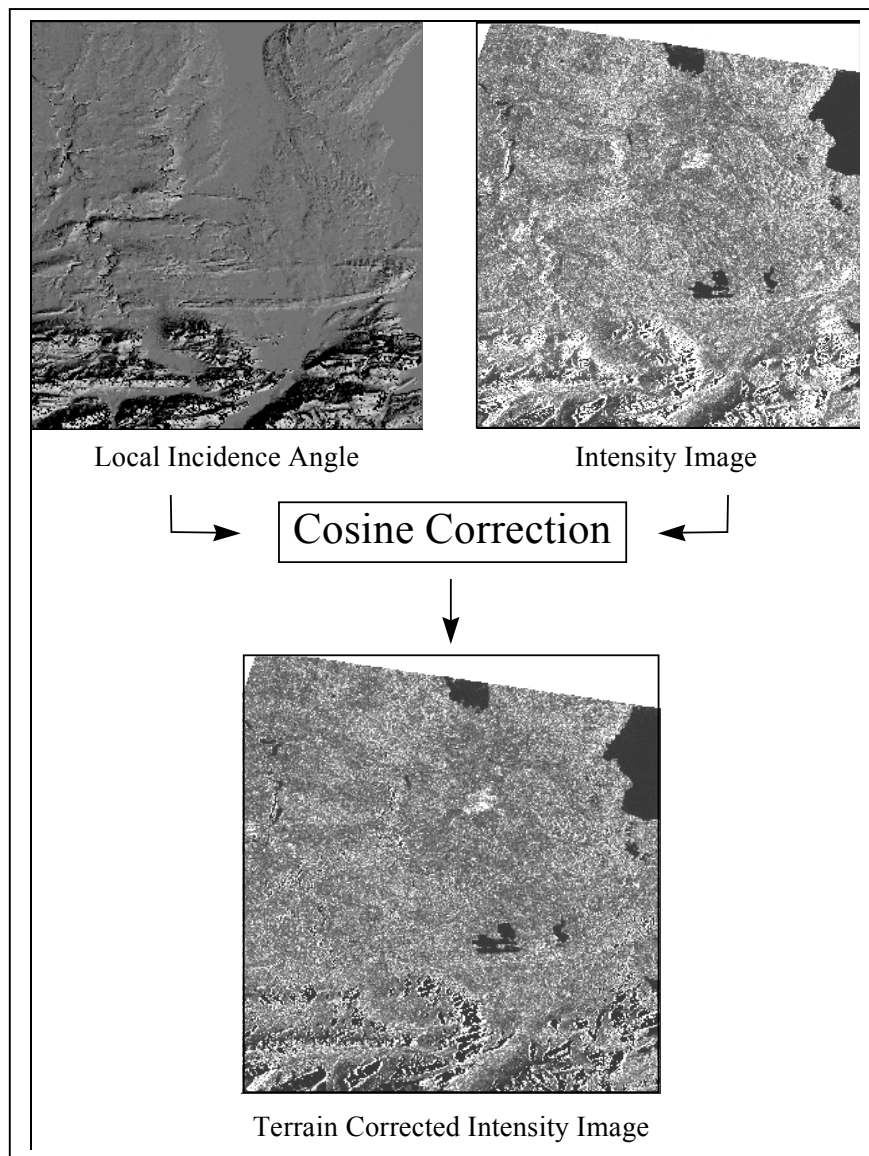


Abb. 5.3: Zweiter Schritt der Geländekorrektur von ERS.SAR-Daten

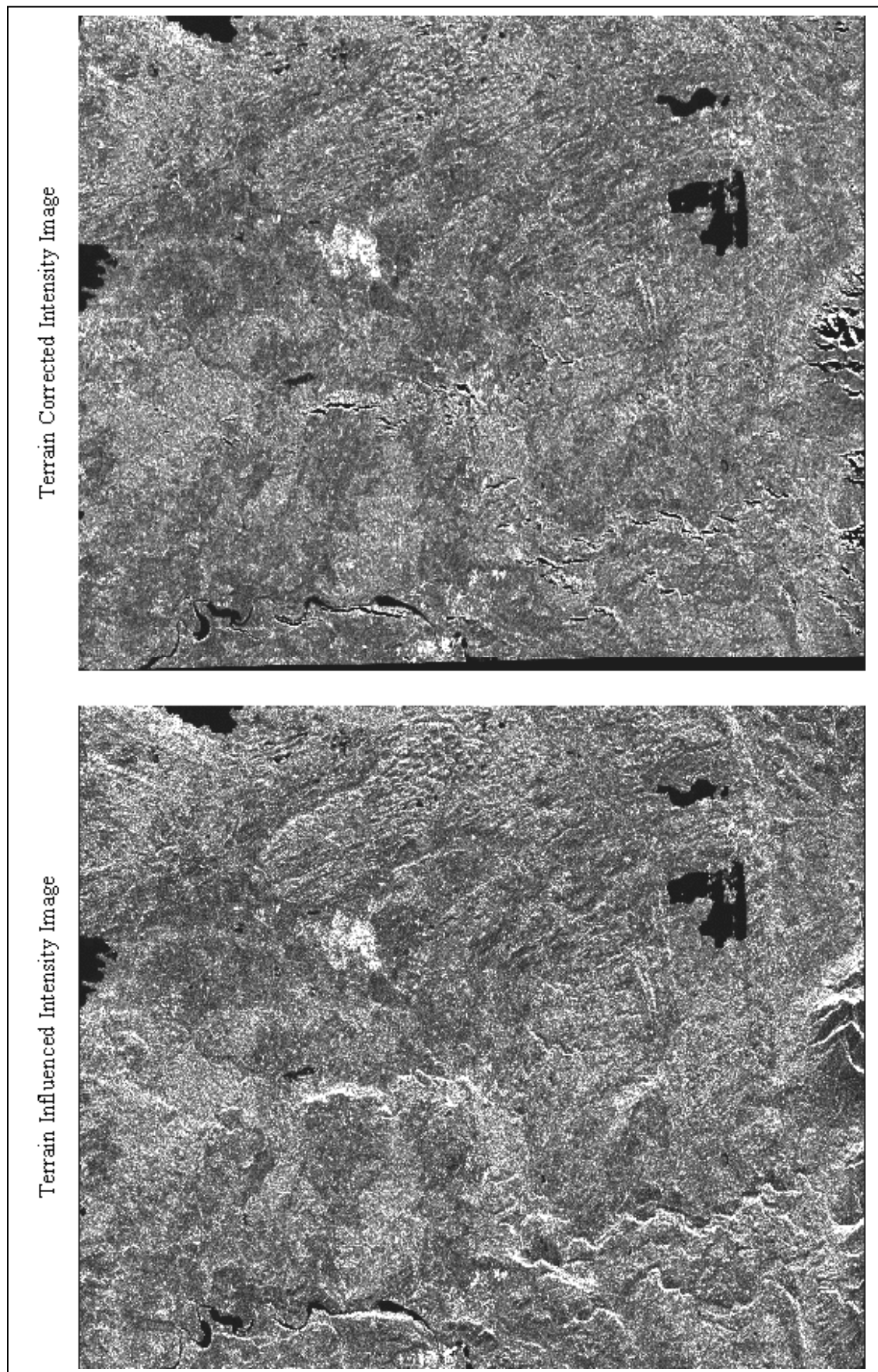


Abb. 5.4: Vergleich eines „Ground Range“-Bildes mit einem geländekorrigiertem Intensitätsbildes

## 5.2 ERS.SAR-Interferometrie

### 5.2.1 Prinzip der SAR-Interferometrie

Die Satelliten ERS-1 und ERS-2 sind kohärente Systeme, die sowohl die Amplitude als auch die Phase des rückgestreuten Signals registrieren. In der Interferometrie wird die Information der Phase verwendet, um Informationen über die Geländetopographie zu erhalten. Die Phase des SAR-Signals ist das Maß in der interferometrischen Prozessierung. Da die SAR-Daten komplexe Daten sind (Gl. 5.8) kann die Phase für jedes Pixel im Bild bestimmt werden (Gl. 5.9).

$$c = I(c) + i \cdot Q(c) \quad \text{Gl. 5.8}$$

$$\Phi = \arctan \frac{Q(c)}{I(c)} \quad \text{Gl. 5.9}$$

$c$  = Ergebnis der Rückstreuprozesse innerhalb einer Auflösungszelle

$\Phi$  = Phase

$I$  = Realteil des Signals

$Q$  = Imaginärteil des Signals

Bei der interferometrischen Prozessierung wird die Differenz zweier Phasenmessungen berücksichtigt. Die zwei gemessenen Phasen müssen in einer definierten Beziehung stehen.

Die Interferometrie basiert auf Messungen, die von zwei durch eine Basislinie getrennten Antennen durchgeführt werden (Abb. 5.5). Bei den ERS-Satelliten kann die Basislinie durch Verwendung einer Antenne, die eine bestimmte Fläche zu zwei verschiedenen Zeitpunkten beleuchtet, erreicht werden (Repeat Pass Interferometry). Die Signale der beiden Antennen sind unterschiedlich und werden zu zwei komplexen SAR prozessiert (ALLEN 1995, ZEBKER et al. 1994).

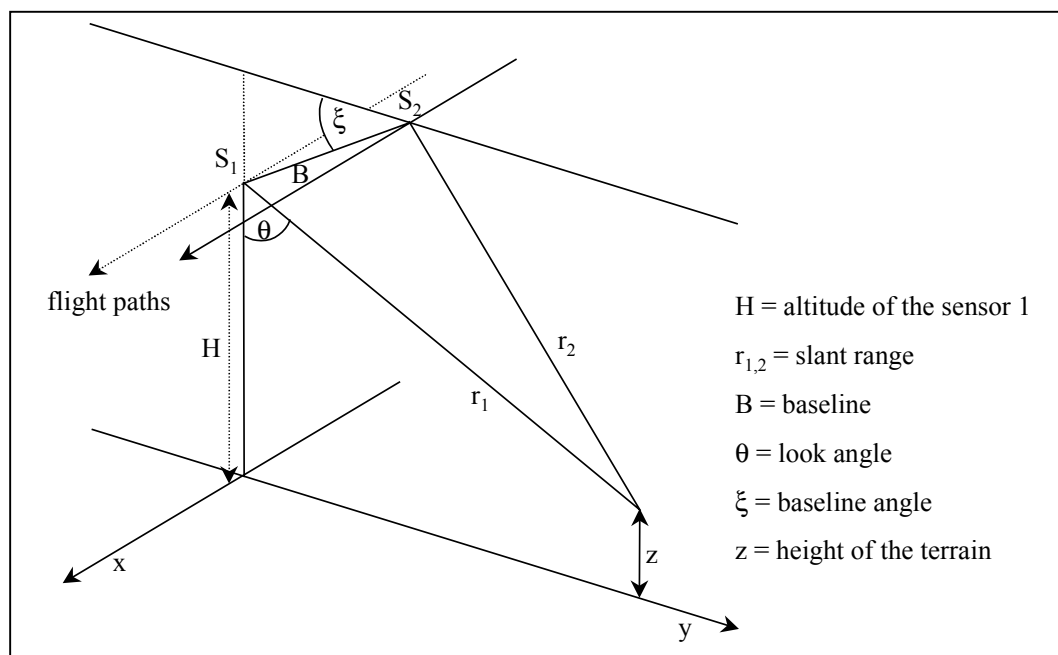


Abb. 5.5: Interferometrische Aufnahmegeometrie

Die Phasen gemessen am Sensor 1 und Sensor 2 werden folgendermaßen beschrieben:

$$\Phi_{1,2} = \frac{2\pi \cdot 2r_{1,2}}{\lambda} + \Phi_0 \quad \text{Gl. 5.10}$$

Der Term  $\frac{2\pi \cdot 2r_{1,2}}{\lambda}$  beschreibt die Zwei-Weg-Distanz zwischen dem Sensor und dem Rückstreuungselement in Abhängigkeit von der Wellenlänge.  $\Phi_0$  ist ein Teil der Phase, der von den Oberflächeneigenschaften der Auflösungszelle abhängt. Die Phasendifferenz  $\Phi$  zwischen den Signalen, die von dem gleichen Oberflächenelement an zwei Antennenpositionen empfangen wurden, wird ausgedrückt als:

$$\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} (|r_2| - |r_1|) \quad \text{Gl. 5.11}$$

$$\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} (B_x \sin \theta - B_z \cos \theta) \quad \text{Gl. 5.12}$$

Die Höhe des Punktes  $z(x, y)$  kann dann ausgedrückt werden durch den bekannten Basislinienwinkel  $\alpha$  und dem Lokalen Einfallswinkel  $\theta$  (Gl. 1.9, 1.10) (WERNER et al. 1993, GENS & GENDEREN 1996):

$$z(x, y) = H - |\vec{r}_1| \cos \theta \quad \text{Gl. 5.13}$$

$$z(x, y) = H - |\vec{r}_1| \left( \cos \xi \sqrt{1 - \sin^2(\theta - \xi)} - \sin \xi \sin(\theta - \xi) \right) \quad \text{Gl. 5.14}$$

wobei  $H$  die Flughöhe und  $\alpha$  der Basislinienwinkel sind.  $\sin(\theta - \xi)$  kann von der interferometrischen Range-Differenz  $\Delta = |\vec{r}_2| - |\vec{r}_1|$  und der Basislinie  $B$  abgeleitet werden kann (Gl. 5.15):

$$\sin(\theta - \xi) = \frac{(|r_1| + \Delta)^2 - r_1^2 - B^2}{2B|r_1|} \quad \text{Gl. 5.15}$$

Ein quantitatives Maß für Veränderungen zwischen den zwei Aufnahmeterminen ist die Kohärenz  $\gamma$ , die folgendermaßen definiert ist:

$$\gamma = \frac{E [s_1 \cdot s_2^*]}{\sqrt{E [|s_1|^2] \cdot E [|s_2|^2]}} \quad \text{Gl. 5.16}$$

wobei  $E$  den Erwartungswert,  $s_1$  und  $s_2$  die komplexen Bilder und  $*$  konjugiert-komplex bezeichnet.

Der absolute Wert von  $\gamma$  bewegt sich zwischen 0 (inkohärent) und 1 (kohärent). Die Kohärenz ist definiert als die Amplitude des Korrelationskoeffizienten zweier komplexer Daten. Die interferometrische Korrelation ist ein Maß der Varianz für die Bestimmung der interferometrischen Phase.

In der Realität gibt es mehrere Faktoren, die die Kohärenz herabsetzen:

- Die Veränderung der Position und der physikalischen Eigenschaften der Streuer innerhalb einer Auflösungszelle (z.B. landwirtschaftlich genutzte Flächen werden zwischen zwei Aufnahmen stark verändert).
- Veränderung des Blickwinkels. Ein Wechsel des Off-Nadir-Winkels  $\Delta\theta$  ist gleich mit einer Verschiebung des Frequenzspektrums des Transmitters. Je größer  $\Delta\theta$  ist, desto kleiner ist der überlappende Bereich des Spektrums der beiden Bilder und umso geringer die Korrelation:
- Additives Rauschen.
- Atmosphärische Effekte (z.B. Änderungen des Ausbreitungsmediums)

Die wichtigsten Parameter der Geometrie der SAR-Systeme, die die Genauigkeit der SAR-Interferometrie beeinflussen sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst (GENS and GENDEREN 1996).

Tab. 5.1: Qualitätsbeeinflussende Parameter in der SAR Interferometrie

Satellitensystem	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Einfallswinkel</li> <li>• Räumliche Auflösung</li> <li>• Unstimmigkeiten der internen Systemuhr (Phasenartefakte)</li> <li>• Fokussierung</li> <li>• Bild-Missregistrierung</li> <li>• Systemrauschen</li> </ul>
Orbit	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Genauigkeit der Bestimmung</li> <li>• Basislinie (Kohärenz, geometrische Dekorrelation)</li> <li>• Phase aus Zwei-Pass (zeitliche Dekorrelation)</li> <li>• Nichtparallele Orbits (range migration)</li> </ul>
Signal	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Frequenz</li> <li>• Polarisation (Rückstreuverhalten)</li> <li>• Bandbreite</li> <li>• Rauschen / Speckle</li> </ul>
Topographie	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Phasendifferenz (Volumenstreuung)</li> <li>• Ausrichtung des Hanges</li> <li>• Oberflächencharakteristik (z.B. gefrorener Boden)</li> </ul>
Wetterbedingungen	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Wind (Rückstreuverhalten)</li> <li>• Schneebedeckung (Dekorrelation)</li> </ul>
Atmosphäre	<ul style="list-style-type: none"> <li>• SAR-Interferometrie ist nicht wetterunabhängig (Wolken)</li> </ul>

### 5.2.2 Prozessierschritte

Die interferometrische Prozessierung beinhaltet die Abschätzung der Phase, die Bestimmung der Basislinie und die Bestimmung der Geländehöhe. Die Prozessierschritte sind in der Abb. 5.6 dargestellt.

Der erste Schritt ist die SAR-Prozessierung. Dabei werden zwei komplexe Bilder aus Rohdaten erzeugt. Diese Bilder müssen koregistriert werden. Um das Phasenrauschen zu minimieren muss eine Koregistrierung im Subpixelbereich durchgeführt werden.

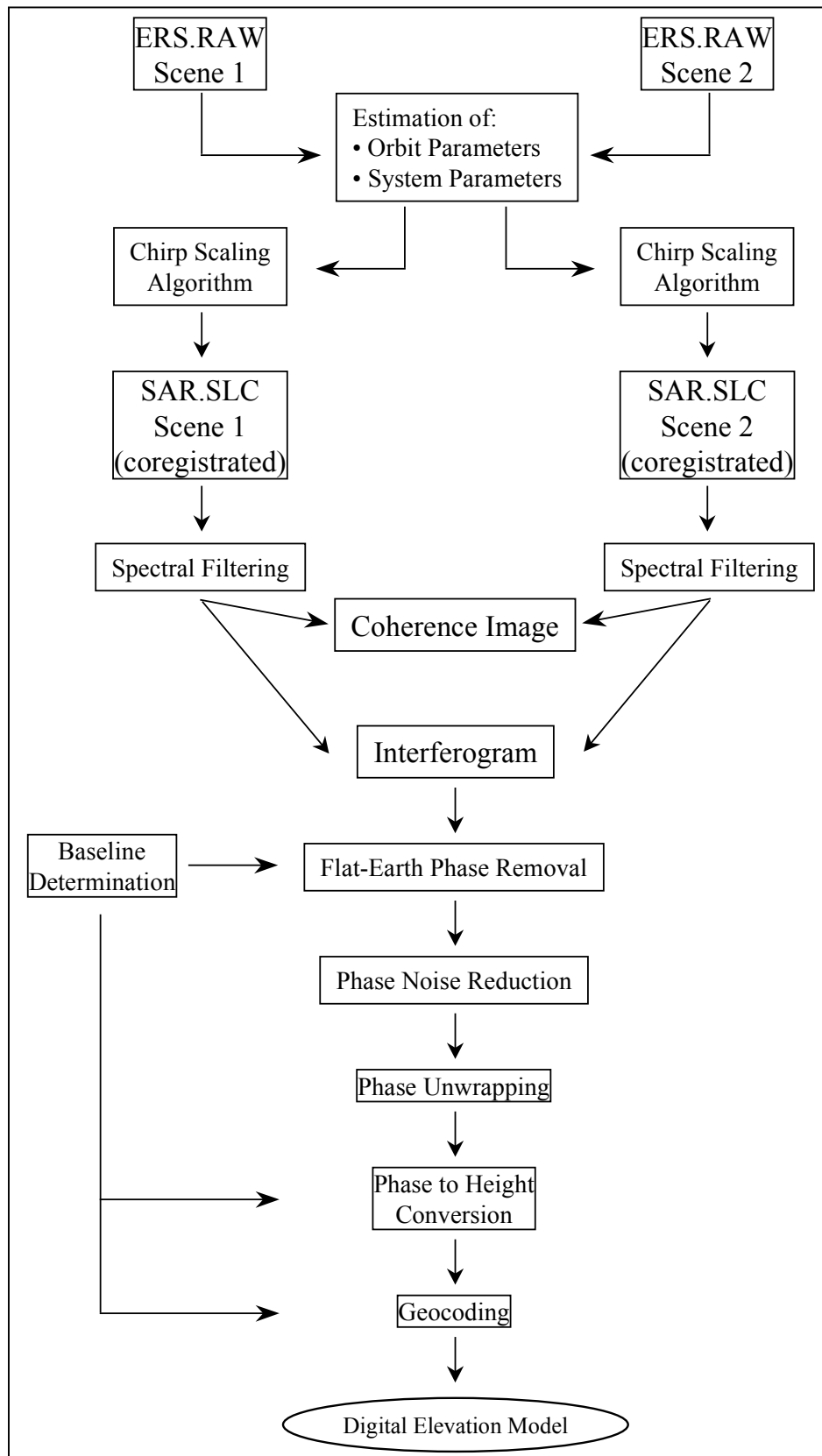


Abb. 5.6: Interferometrische Prozessierschritte



In unserem Fall werden die „Single Look Complex“-Daten (SAR.SLC) bei ihrer Prozessierung bereits registriert. Der Prozessor basiert auf dem Extended Chirp Scaling Algorithm. Der Vorteil des „Chirp Scaling“-Algorithmus liegt in der Reduktion der Prozessierzeit und der Bildqualitätssteigerung (GENS & GENDEREN 1996).

Nach der Registrierung kann durch die Multiplikation des ersten komplexen Bildes mit dem zweiten ein interferometrisches Bild erzeugt werden:

$$\text{Interferogramm} = E \left[ s_1 \cdot s_2^* \right] \quad \text{Gl. 5.17}$$

wobei E den Erwartungswert,  $s_1$  und  $s_2$  die komplexen Bilder und \* konjugiert-komplex bezeichnet.

Bei diesem Schritt wird die Phasendifferenz der Bilder berechnet. Die interferometrischen Fringes (Linien gleicher Phasendifferenzen) erscheinen, wenn die Specklemuster der beiden Bilder miteinander korrelieren. In Bereichen ohne Korrelation gibt es nur Rauschen.

Als nächstes muss die Phasenkomponente, die durch die Aufnahmegeometrie bedingt ist, eliminiert werden. Dazu ist die genaue Kenntnis der Basislinie notwendig. Dieser Prozessierschritt wird „Flache Erde“-Korrektur genannt. Das Ergebnis sind Fringes, die durch Höhenänderungen im Gelände hervorgerufen werden (LI & GOLDSTEIN 1990). Die Auflösung der Fringes ist von der Basislinienlänge abhängig. Das wird bei einem Vergleich der Phasendifferenzbilder in Abb. 5.8 deutlich. Um die Phasenvarianz zu minimieren muss das interferometrische Bild in Flug- und Entfernungsrichtung gefiltert werden.

Die Phase des Interferogramms beschreibt nur eine relative Phase modulo  $2\pi$ . Um die Höhe eines Punktes zu berechnen, ist die absolute Phase notwendig. Diese Phasenmehrdeutigkeit wird in dem Verarbeitungsschritt des „Phase Unwrappings“ gelöst. Dabei muss bei einem Phasensprung entweder  $2\pi$  addiert oder subtrahiert werden (Abb. 5.7). Dies wird um so schwieriger, je geringer die Kohärenz ist. Ist die Kohärenz sehr gering ist die Gefahr von Fehlern bei der Lösung der Phasenmehrdeutigkeit und die Fortpflanzung dieser ein großes Problem (MURA & MOREIRA 1993).

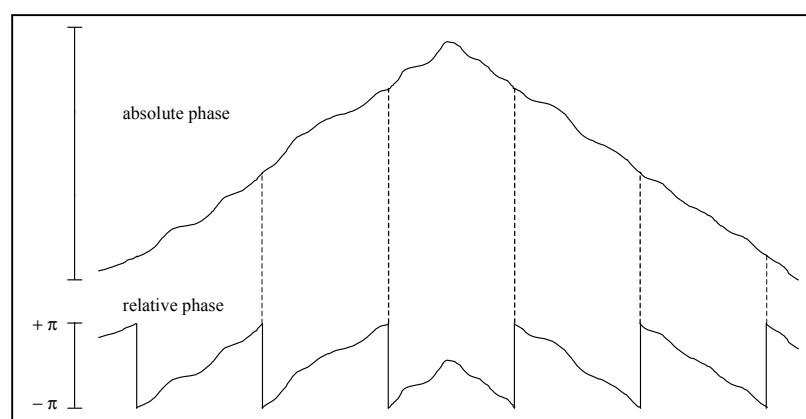


Abb. 5.7: Prinzip des „Phase Unwrappings“

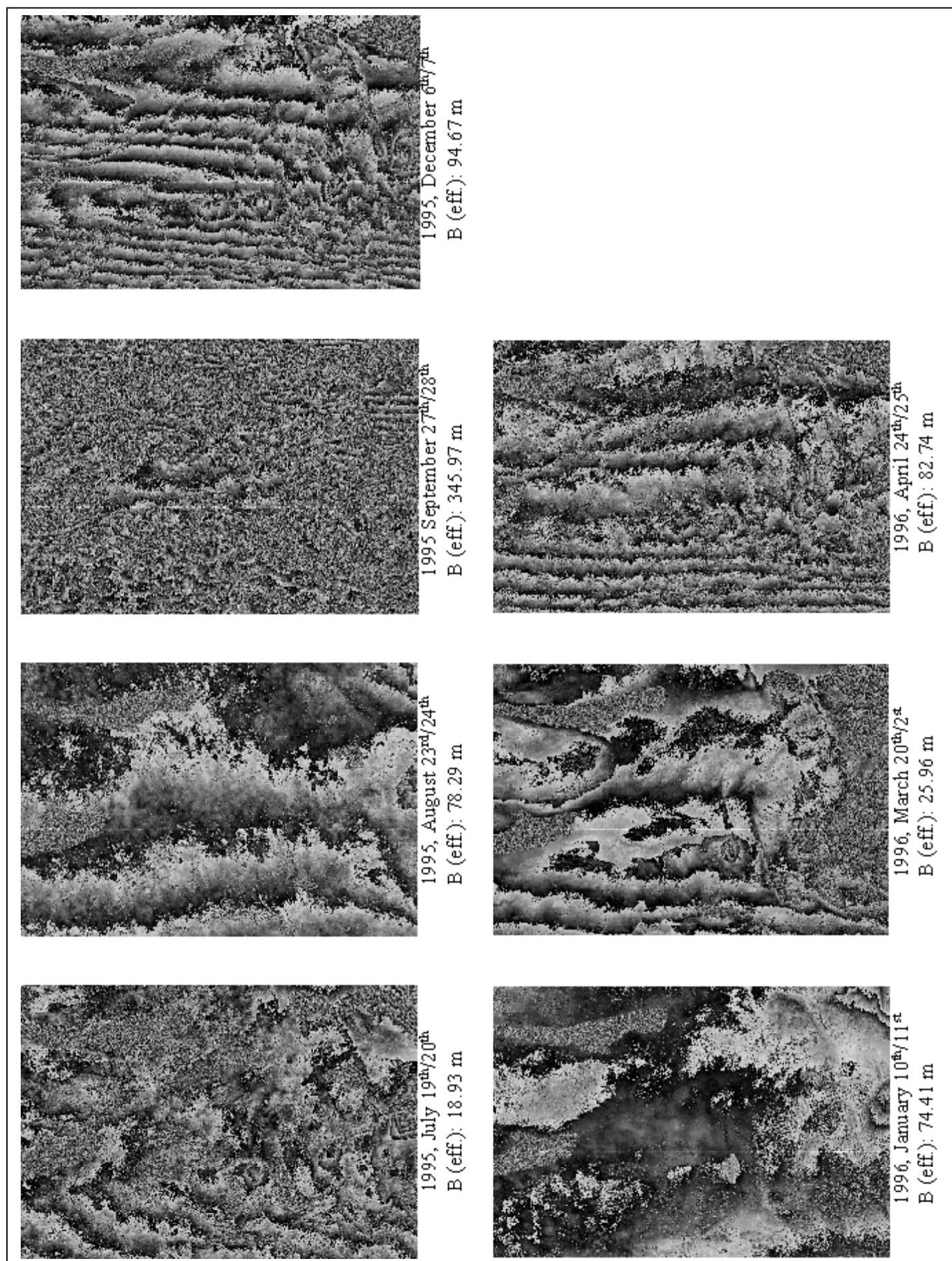


Abb. 5.8: Abhängigkeit der Auflösung von der Länge der Basislinie

Nach dem „Phase Unwrapping“ zeigt die absolute Phase eine qualitative Form des Geländes. Bei der Konvertierung der Phase zur Geländehöhe muss die Aufnahmegeometrie berücksichtigt werden. Aufgrund der Nichtlinearität der interferometrischen Aufnahme korrespondieren gleiche Phasenwerte nicht immer mit einer Geländehöhe. Deshalb müssen die Informationen bezüglich der Basislinienkonfiguration und des Bezugsellipsoids bekannt sein.

Das Ergebnis der Konvertierung der Phase zur Höhe ist ein Digitales Höhenmodell. Das Höhenmodell liegt in der „Slant Range“-Geometrie des SARs vor. Für Anwendungen ist eine Entzerrung der Daten auf die Erdoberfläche notwendig. Für diese Fragestellung muss die exakte Position jedes Pixels bekannt sein, um die korrespondierende Position in einer bestimmten Referenzebene zu definieren. Dann liegt ein geokodiertes Digitales Höhenmodell vor (Abb. 5.9).

### 5.2.3 Implementierung des interferometrischen Prozessors

Der SAR Prozessor und die interferometrischen Programme wurden beim DLR (Institut für Hochfrequenz / Oberpfaffenhofen) entwickelt. Die Programme sind in IDL (Interactive Data Language) geschrieben.

Die interferometrische Prozessierung beinhaltet die Prozessierung der ERS.RAW-Daten zu SLC Daten mit simultaner Registrierung zweier korrespondierender Szenen sowie die Berechnung der Phasendifferenz und der Kohärenz. Das Phase Unwrapping und die Phasen-zu-Höhe-Konvertierung wurde bei dem DLR durchgeführt (Tab. 5.2). In der Endphase des Projekts wurde am Institut begonnen einen eigenen „Phase Unwrapping“-Algorithmus zu programmieren. Erste Test zeigen gute Ergebnisse. Zur Geokodierung kann der für die SAR-Daten entwickelte Algorithmus (Kap. 5.1.3) verwendet werden.

Tab. 5.2: Überblick über Verfügbarkeit der Programme

Prozessierschritte	verfügbar
SAR Prozessierung von zwei ERS.RAW-Bildern	IGGF
Koregistrierung	IGGF
Interferogramm	IGGF
Lösung der Phasenmehrdeutigkeit	DLR / IGGF
Berechnung der Höhe	DLR
Geokodierung	IGGF

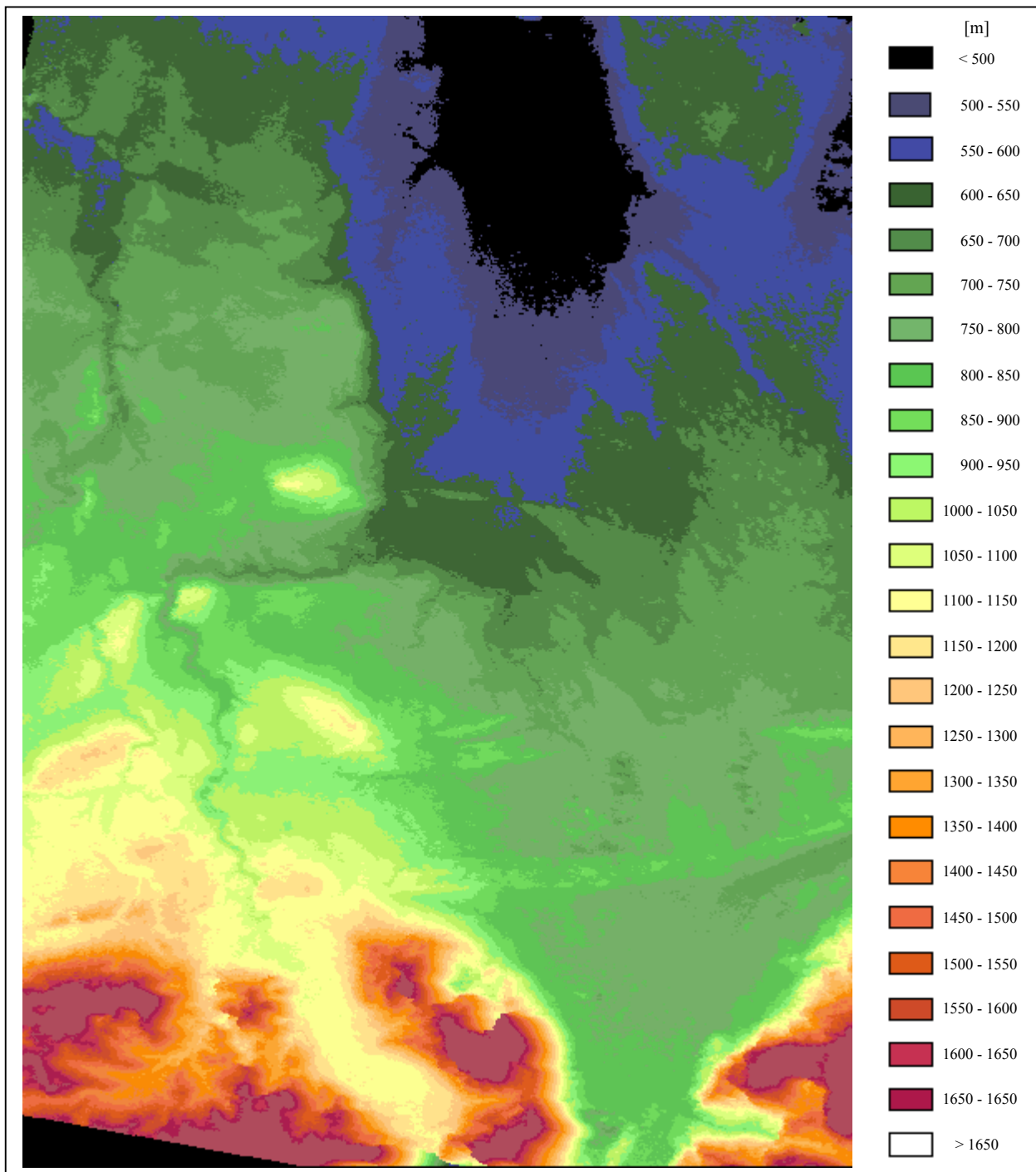


Abb. 5.9: Interferometrisch prozessiertes Digitales Höhenmodell (erstellt aus ERS Daten (6./7.12.1995))

### 5.3 Datensatz

Folgende ERS-1/-2 AMI RAW Daten wurden bestellt und zu SLC Daten prozessiert (Tab. 5.3).

Tab. 5.3: ERS-1/-2 Datensatz

Satellit	Datum	Orbit	Frame	Track	Mode	PAF
ERS-1	05.04.95	19463	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	07.05.95	19928	955	401	asc	D-PAF
ERS-1	10.05.95	19964	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	14.06.95	20465	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	17.07.95	1257	955	401	asc	I-PAF
ERS-1	19.07.95	20966	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	20.07.95	1293	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	23.08.95	21467	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	24.08.95	1794	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	27.09.95	21968	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	29.09.95	2295	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	29.10.95	22433	955	401	asc	D-PAF
ERS-1	01.11.95	22469	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	06.12.95	22970	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	07.12.95	3297	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	10.01.96	23471	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	11.01.96	3798	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	15.02.96	4299	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	20.03.96	24473	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	21.03.96	4800	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	21.04.96	24938	955	401	asc	D-PAF
ERS-2	22.04.96	5265	955	401	asc	D-PAF
ERS-1	24.04.96	24974	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	25.04.96	5301	2642	437	desc	D-PAF
ERS-1	29.05.96	25475	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	30.05.96	5802	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	01.07.96	6267	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	04.07.96	6303	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	08.08.96	6804	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	09.09.96	7269	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	12.09.96	7305	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	17.10.96	7806	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	21.11.96	8307	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	26.12.96	8808	2642	437	desc	D-PAF
ERS-2	27.01.97	9273	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	30.01.97	9309	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	06.03.97	9810	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	07.04.97	10275	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	10.04.97	10311	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	12.05.97	10776	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	15.05.97	10812	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	16.06.97	11277	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	19.06.97	11313	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	24.07.97	11814	2642	437	desc	I-PAF
ERS-2	25.08.97	12279	955	401	asc	I-PAF
ERS-2	28.08.97	12315	2642	437	desc	I-PAF

Die Daten wurden in UTM-Projektion mit einer Auflösung von 30 · 30 m umgerechnet.

Sensor	Datum	Basislinie		Mode	Sensor	Datum	Basislinie		Mode
		Look	effektiv				look	effektiv	
ERS-1	19.07.95	22 m	19 m	desc	ERS-1	20.03.96	22 m	-24 m	desc
ERS-2	20.07.95				ERS-2	21.0.396			
ERS-1	23.08.95	35 m	78 m	desc	ERS-1	21.04.96	-45 m	-95 m	asc
ERS-2	24.08.95				ERS-2	22.04.96			
ERS-1	27.09.95	-115 m	-344 m	desc	ERS-1	24.04.96	40 m	83 m	desc
ERS-2	28.09.95				ERS-2	25.04.96			
ERS-1	06.12.95	36 m	95 m	desc	ERS-1	29.05.96	53 m	95 m	desc
ERS-2	07.12.95				ERS-2	30.05.96			
ERS-1	10.01.96	29 m	74 m	desc					
ERS-2	11.01.96								

## 6 Ableitung hydrologischer Parameter aus ERS.SAR-Daten

### 6.1 Ableitung der Bodenfeuchte

#### 6.1.1 Einführung

Im Rahmen des Projekts wurde eine Methode zur Berechnung der Oberflächenbodenfeuchte aus ERS-Daten entwickelt (ROMBACH & MAUSER 1997).

Theoretische Untersuchungen des Radarsignals haben ergeben, dass das rückgestreute Signal hauptsächlich Informationen der Dielektrizitätseigenschaften und der Rauigkeit der abgebildeten Oberfläche beinhaltet (HALLIKAINEN et al. 1985; ULABY et al. 1982-1986). Weitere Einflussfaktoren sind die Wellenlänge und die Polarisierung des ausgesendeten Mikrowellensignals und der Einfallswinkel sowie die Eigenschaften des Bodens. Der Wert der Dielektrizitätskonstanten ist abhängig vom Wassergehalt des Bodens, da die Dielektrizitätskonstante von Wasser ( $\sim 80$ ) bedeutend höher als die der Bodenmatrix ( $2 - 5$ ) ist.

#### 6.1.2 Methode

Das Rückstreusignal des ERS-Radarsystems wird nach der Georeferenzierung hauptsächlich vom Bodentyp, der Vegetationsentwicklung, der Struktur der Vegetation, dem Wassergehalt des Bodens und der Oberflächenrauigkeit beeinflusst. Um die Information der Bodenfeuchte aus dem Signal zu erhalten, müssen die anderen Faktoren eliminiert werden.

Dazu wurde ein empirischer Ansatz gewählt (ROMBACH & MAUSER 1997). Er basiert auf der Korrelationen zwischen Geländemessdaten, Radarrückstreuwerten und Ergebnissen des MIMICS-Modells (Michigan Microwave Canopy Scattering Model) (Ulaby 1992, Ulaby et al. 1996). Das Ziel dabei war eine funktionale Beziehung zur Kompensierung der Einflüsse auf das Radarsignal mit Ausnahme des Wassergehaltes des Bodens zu finden. Deshalb wird in dem Ansatz die Vegetation als störender Parameter verstanden. Der Ansatz ist für alle Landnutzungsarten und alle Bodenarten des Testgebietes validiert, bei denen ein Eindringen in die obere Bodenschicht möglich ist. Deshalb sind Gebiete mit dichtem Gebüsch, Wald, Siedlungen und Wasser von der Berechnung der Bodenfeuchte aus ERS-Daten.

##### 6.1.2.1 Eliminierung der Vegetation (Rauigkeit)

Die Grundannahme des Ansatzes ist die Korrektur der Rauigkeit bedingt durch die Vegetation. Diese basiert auf den Ergebnissen, die mit dem MIMICS-Modell gesammelt wurden. Wenn das MIMICS-Modell mit einer Systemkonfiguration C-Band, VV-Polarisation und einem Einfallswinkel von  $23^\circ$  (ERS-Konfiguration) für offenen Boden rechnet, zeigt sich generell mit einer wachsenden Dielektrizitätskonstanten ein parabolischer Anstieg der Radarrückstreuung. Der Verlauf der Kurve wird lediglich durch die Rauigkeit verändert. Eine RMS-Rauigkeit von 0 cm zeigt den kleinsten Rückstreuwert, ein Sättigungsniveau für den Einfluss von Rauigkeit auf das Radarsignal wird bei einem RMS-Wert von 2.4 cm erreicht.

Die Vegetationsbedeckung fügt dem Radarsignal einen Rauigkeitsfaktor zu. Der Einfluss der Vegetation auf die DC Ermittlung aufgrund des MIMICS muss deshalb in einem Offsetwert der Beziehung zwischen DC und Rückstreuung bestimmt werden. Wenn dieser Offset empirisch bestimmt und einem äquivalenten Boden-RMS-Wert zugeteilt wird, kann er durch einen angenäherten vegetationsabhängigen Offsetwert kompensiert werden. In dem Modell wird der Offset dadurch bestimmt, dass alle vegetationsbedeckten Oberflächen in äquivalente Oberflächen eines offenen Bodens mit einer Oberflächenrauigkeit von 2.4 cm konvertiert werden.

Um die spezifischen Offsetwerte zu quantifizieren wurden multidimensionale statistische Analysen des Rückstreusignals in Beziehung zu den Geländemessdaten durchgeführt. Die Messungen bestehen aus feldweise gemittelten ERS-Rückstreusignalen der Testfelder, gemessenen Bodenfeuchtwerten der oberen Bodenschicht, der Bodenart, Landbedeckung und Vegetationstyp, Vegetationshöhe und Biomasse.

Abbildung 6.1 zeigt eine Validierung der Methodik durch die Darstellung der Regressionslinie zwischen den Messungen der Oberflächenbodenfeuchte ( $> 200$  Messwerte) und dem Radarrückstreukoeffizient nach der Rauigkeitskorrektur. Die Regressionslinie (gestrichelt) korrespondiert mit der Simulation des MIMICS-Modells für offene Böden mit einer RMS-Höhe  $> 2.4$  cm (durchgezogene Linie). Die Messungen wurden auf Feldern mit unterschiedlichen Feldfruchttypen (Mais, Gerste, Hafer, geerntete Felder) durchgeführt.

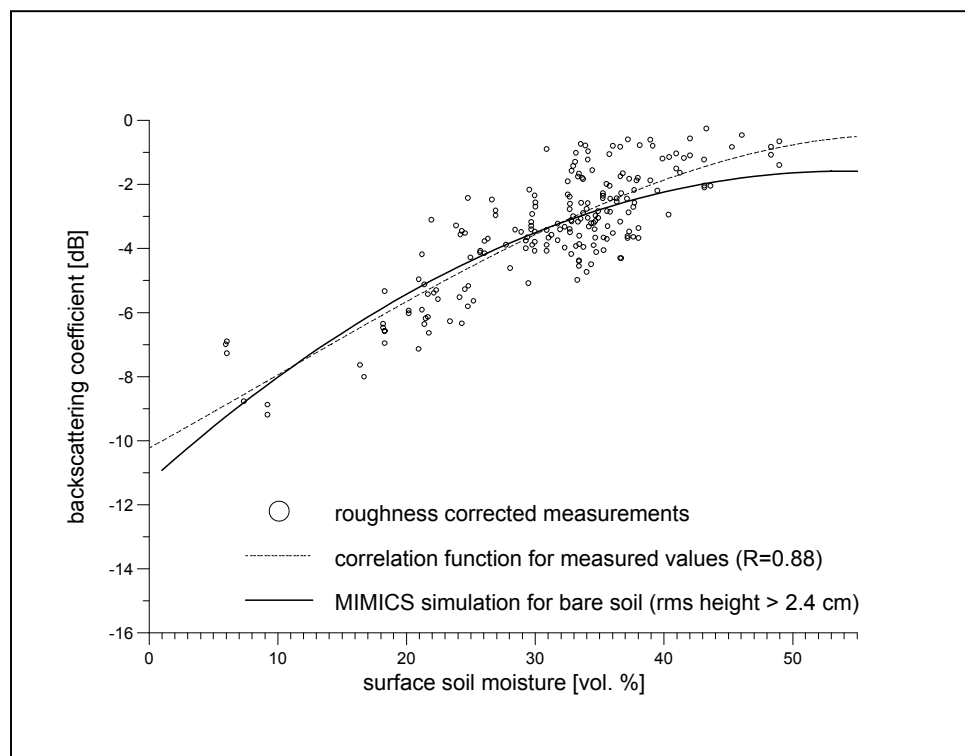


Abb. 6.1: Rauigkeitskorrigierte Beziehung zwischen der Oberflächenbodenfeuchte und dem Radarrückstreukoeffizienten unter Verwendung aller Feldfrüchte (ROMBACH & MAUSER 1997)

Analysen der Geländemessdaten haben ergeben, dass der bisher beschriebene Ansatz für Grünland nicht ausreicht, denn Grünland zeigt keine einheitliche Struktur. Die Wiesen verändern ihren Phänotyp nicht nur innerhalb einer Vegetationsperiode, sondern auch aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung. Strukturveränderungen können durch Messungen der trockenen Biomasse im Gelände erfasst werden.

ULABY et al. (1996) leitet eine Transmissivitätsfunktion für Präriegras in Abhängigkeit der trockenen Biomasse pro Quadratmeter für eine Radarsystemkonfiguration mit einer Frequenz von 5 GHz, einem Einfallswinkel von  $20^\circ$  und einer HH-Polarisation ab. Abbildung 6.2 zeigt, dass die theoretische Transmissivität des Radarsignals bei einem Anstieg der Biomasse abnimmt. Bei einer Systemkonfiguration des ERS (5.3 GHz, VV) ist das Verhältnis noch deutlicher. Hierbei wurden Radarrückstreuwerte von Wiesen mit unterschiedlich intensiven Nutzungen und ähnlichen Bodenfeuchtwerten verglichen. Dabei wurden im Testgebiet zwei



Wiesentypen unterschieden: Das Rückstreusignal von extensiv genutzten Wiesen zeigt eine stärkere Dämpfung des Signals als intensiv genutzte (STOLZ & MAUSER 1996).

Die empirisch ermittelten Funktionen für extensiv und intensiv genutzten Wiesen wurden zur Rauigkeitskorrektur der ERS-Radarsignale von Wiesen in Abhängigkeit ihrer Biomasse verwendet (Abb. 6.2). Damit wird der durch die Biomasse verursachte Streuungsanteil im Radarsignal eliminiert.

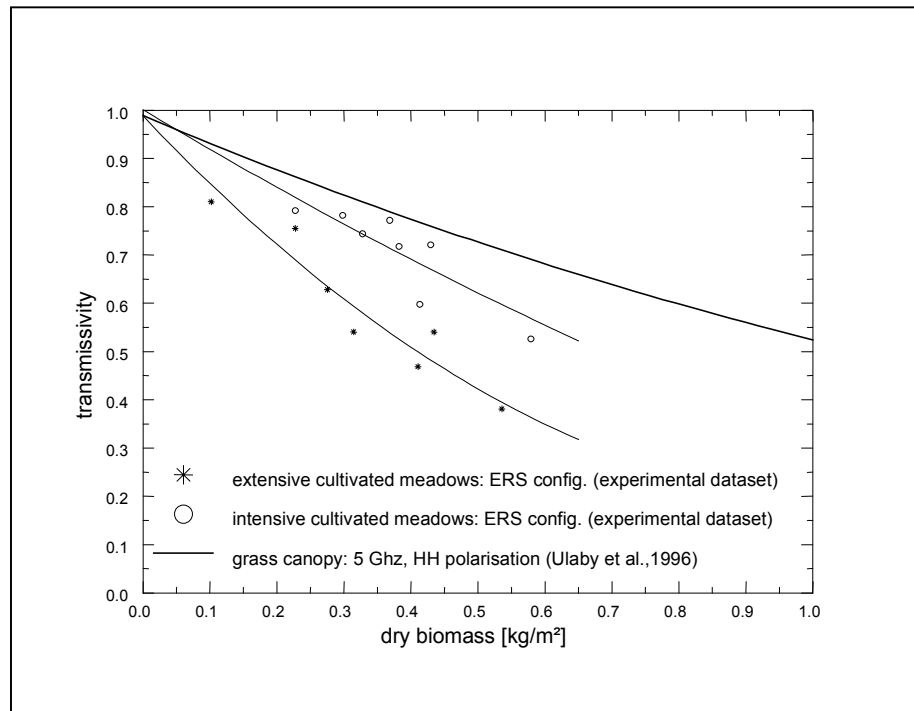


Abb. 6.2: Transmissivitätsverhalten der Wiesen im Testgebiet verglichen mit Ergebnissen der MIMICS Simulation für Präriegras

Das Ergebnis der Eliminierung des Vegetationseinflusses auf das Radarsignal kann als ein Satz von Offsets und Korrekturfunktionen zusammengefasst werden, der den gemessenen Radarrückstreukoeffizienten zu einem äquivalenten Wert für offenen Boden mit einem RMS-Wert von 2.4 cm verschiebt. Mit diesen Funktionen kann die Dielektrizitätskonstante der oberen Bodenschicht unter der Vegetation bestimmt werden. Diese Funktionen sind in Tabelle 6.1 zusammengefasst.

Tab. 6.1: dB vs. DC: Funktion der Beziehung zwischen dem Radarrückstreukoeffizienten (dB) und der Dielektrizitätskonstanten (DC)

	dB vs. DC	R	RMS-Höhe	DB – Verschiebung	Transmissivität vs. Trockene Biomasse
<b>Mais</b>	$\text{dB} = -16.88 + 0.71 \text{ DC} - 0.0011 \text{ DC}^2$	0.95	0.7	4.6	-
<b>Gerste</b>	$\text{dB} = -24.07 + 1.17 \text{ DC} - 0.0020 \text{ DC}^2$	0.94	0.45	7.5	-
<b>Hafer</b>	$\text{dB} = -25.20 + 1.20 \text{ DC} - 0.0180 \text{ DC}^2$	0.94	0.43	7.9	-
<b>Geerntete Felder</b>	$\text{dB} = -15.44 + 0.42 \text{ DC} - 0.0047 \text{ DC}^2$	0.90	0.65	5.3	-
<b>Brache</b>	$\text{dB} = -14.57 + 0.33 \text{ DC} - 0.0045 \text{ DC}^2$	0.97	0.55	6.5	-
<b>Wiese (intensiv)</b>	$\text{dB} = -16.53 + 0.53 \text{ DC} - 0.0055 \text{ DC}^2$	0.96	0.68	4.9	$\text{TM} = 1.0 - 0.84 \text{ BM} + 0.15 \text{ BM}^2$
<b>Wiese (extensiv)</b>	$\text{dB} = -16.53 + 0.53 \text{ DC} - 0.0055 \text{ DC}^2$	0.96	0.68	4.9	$\text{TM} = 0.98 - 1.46 \text{ BM} + 0.67 \text{ BM}^2$

### 6.1.2.2 Eliminierung des Bodentypes

Nach der Normierung des Radarsignals auf vegetationsfreien Boden müssen die berechneten Dielektrizitätskonstanten der oberen Bodenschicht in Bodenfeuchtegehalt konvertiert werden. Dies geschieht in Abhängigkeit der Bodenart. Dazu wurde die von Hallikainen et al. (1985) veröffentlichten Funktionen verwendet. Für Böden mit einem organischen Anteil > 15 % wurde die Funktion von ROTH (et al. 1992) verwendet. Diese sind in Abbildung 6.3 dargestellt.

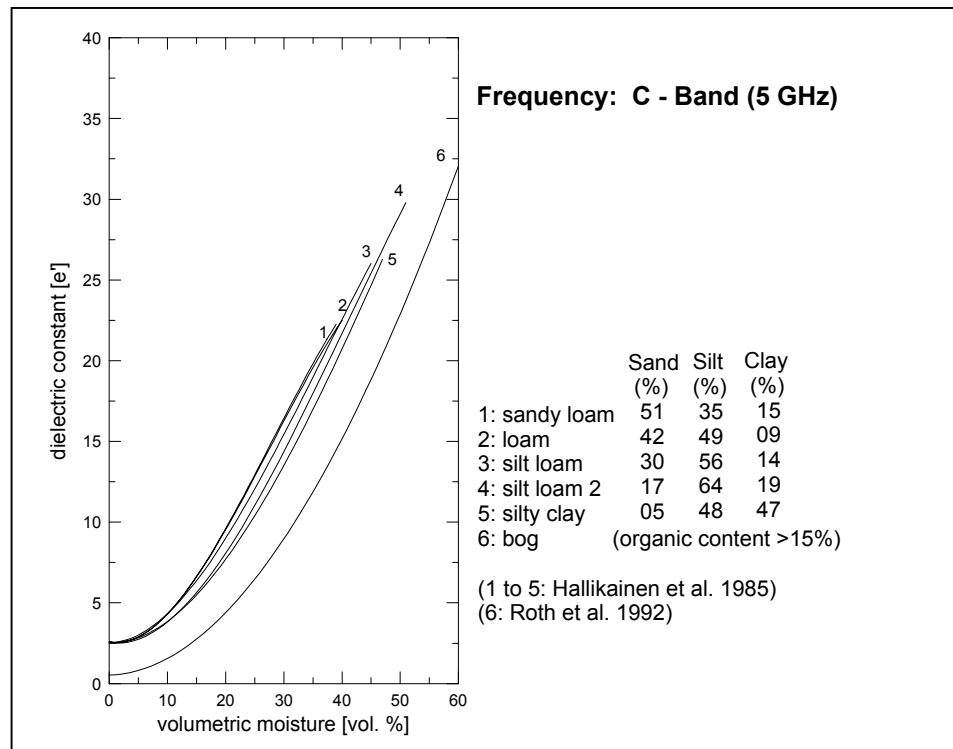


Abb. 6.3: Beziehungen zwischen der Bodenfeuchte [Vol %] und der Dielektrizitätskonstanten für unterschiedliche Bodenarten für eine Frequenz

### 6.1.3 Berechnung der Bodenfeuchte aus ERS-Daten

Nach der Georeferenzierung der ERS-Daten konnte für das gesamte Untersuchungsgebiet unter Zuhilfenahme der digitalen Landnutzungskarte (s. Kap. 7) und der Bodenkarte (s. Kap. 4.5.1) die Bodenfeuchte berechnet werden.

Dazu werden die Radarrückstreuwerte in dB-Werte umgerechnet und mit Hilfe der abgeleiteten Funktionen in Dielektrizitätskonstanten umgerechnet. Vor der Umrechnung der Wiesenrückstreuwerte muss die Biomassenkorrektur durchgeführt werden. Im zweiten Schritt erfolgt die Umrechnung der Dielektrizitätskonstanten in Bodenfeuchtwerte [%] mit Hilfe der Bodenarten.

#### 6.1.3.1 Verifikation der berechneten Bodenfeuchte

Für eine qualitative Betrachtung wurden die Bodenfeuchtwerte feldweise gemittelt und mit Geländemessungen (TDR-Messungen) verglichen. Dabei wurden sowohl die Ergebnisse des geländekorrigierten, als auch des nichtkorrigierten ERS-Datensatzes verwendet. In Abbildung 6.4 ist die eindeutige Verbesserung der Bodenfeuchteberechnungen mit den korrigierten Daten gezeigt. In dem Beispiel Wiese „Etting Kapelle“ beträgt die mittlere Abweichung der geländekorrigierten Daten zu den Feldmessungen 4.15 Vol. %, die mittlere Abweichung der nicht geländekorrigierten Daten zu den Feldmessungen dagegen liegt bei 14.66 Vol. %. Ein

ähnliches Ergebnis zeigt das zweite Beispiel der Wiese „Huglfing“ im Testgebiet. Dabei liegen die mittleren Abweichungen der ERS-Datensätze zu den Feldmessungen bei 6.59 (geländekorrektiert) bzw. 11.52 Vol. % (nicht geländekorrektiert).

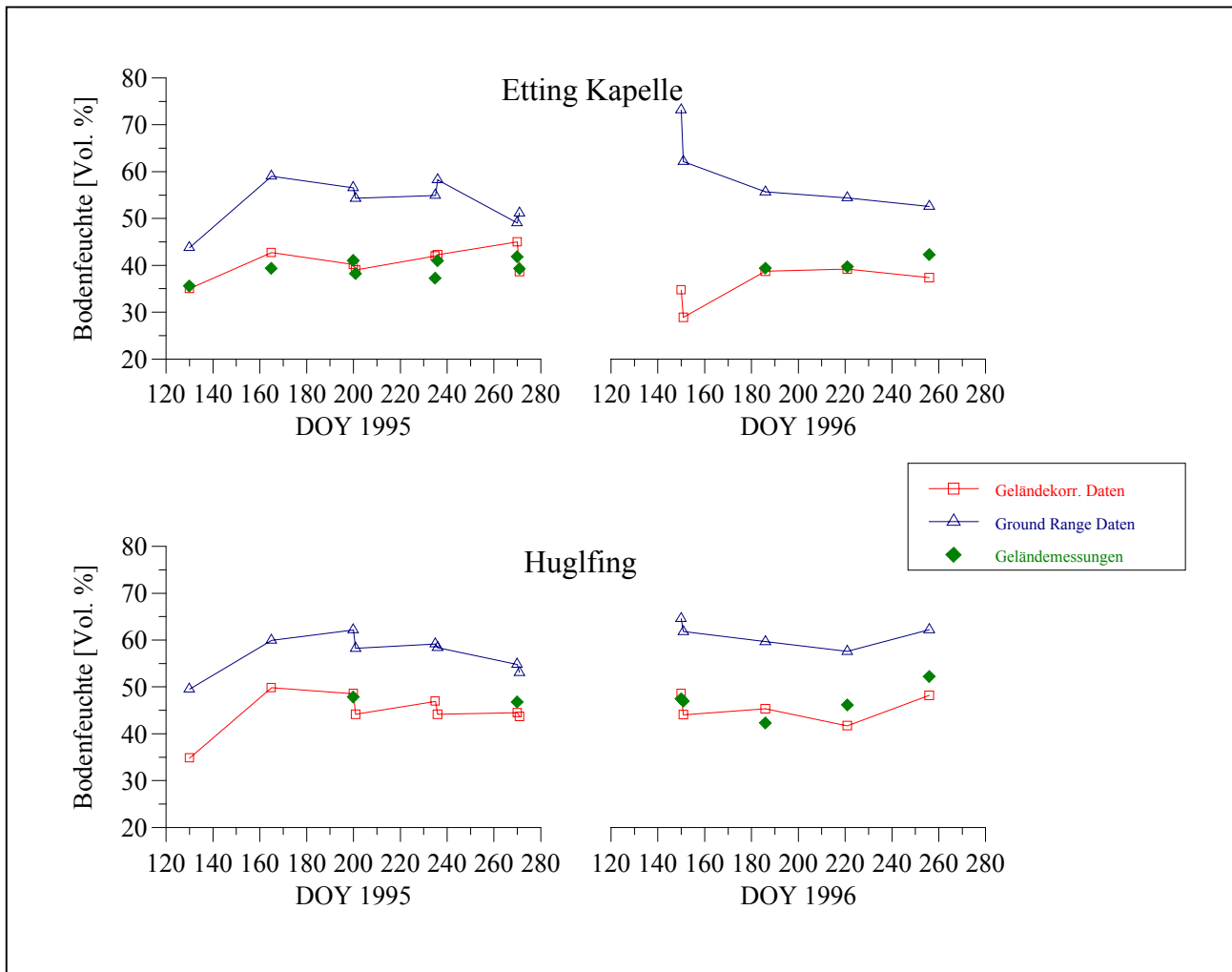


Abb. 6.4: Vergleich der berechneten mit gemessenen Bodenfeuchte auf den Wiesen „Etting Kapelle“ und „Huglfing“

### 6.1.3.2 Räumliche Verteilung der Bodenfeuchte

Für einen qualitativen Vergleich wurden zunächst zwei Datensätze herausgegriffen. Sie wurden aufgrund von Informationen der Niederschlagswerte von DWD-Stationen im und in der Nähe des Testgebietes ausgewählt, um einen Termin unter trockenen und einen unter feuchten Aufnahmebedingungen zu erhalten (Abb. 6.5). Während unter den trockenen Wetterbedingungen des 10. Mai 1995 Bodenfeuchtwerte der ersten Bodenzentimeter zwischen 20 und 35 Vol. % dominieren, wurden für den 14. Juni 1995 Werte bis zu 55 Vol. % berechnet. Auffallend sind am 14. Juni die Bereiche mit Bodenfeuchtwerte zwischen 20 und 30 Vol. %. Sie decken sich mit den Schotterbereichen im Testgebiet. Daran kann man sehen, wie Bereiche mit gröberer Skelettstruktur eher austrocknen als Bereiche mit feinerer Struktur. Diese Strukturen sind in der für die Berechnung der Bodenfeuchte verwendeten Bodenkarte nicht erfasst. Das bietet die Möglichkeit, aufgrund der unterschiedlichen Austrocknungsgeschwindigkeiten der Böden feinere Unterteilungen der Bodenbeschaffenheiten herauszuarbeiten.

Aufgrund der Datenlage und Zusatzinformationen konnten Bodenfeuchtekarten von zwölf Terminen für das gesamte Testgebiet berechnet werden.

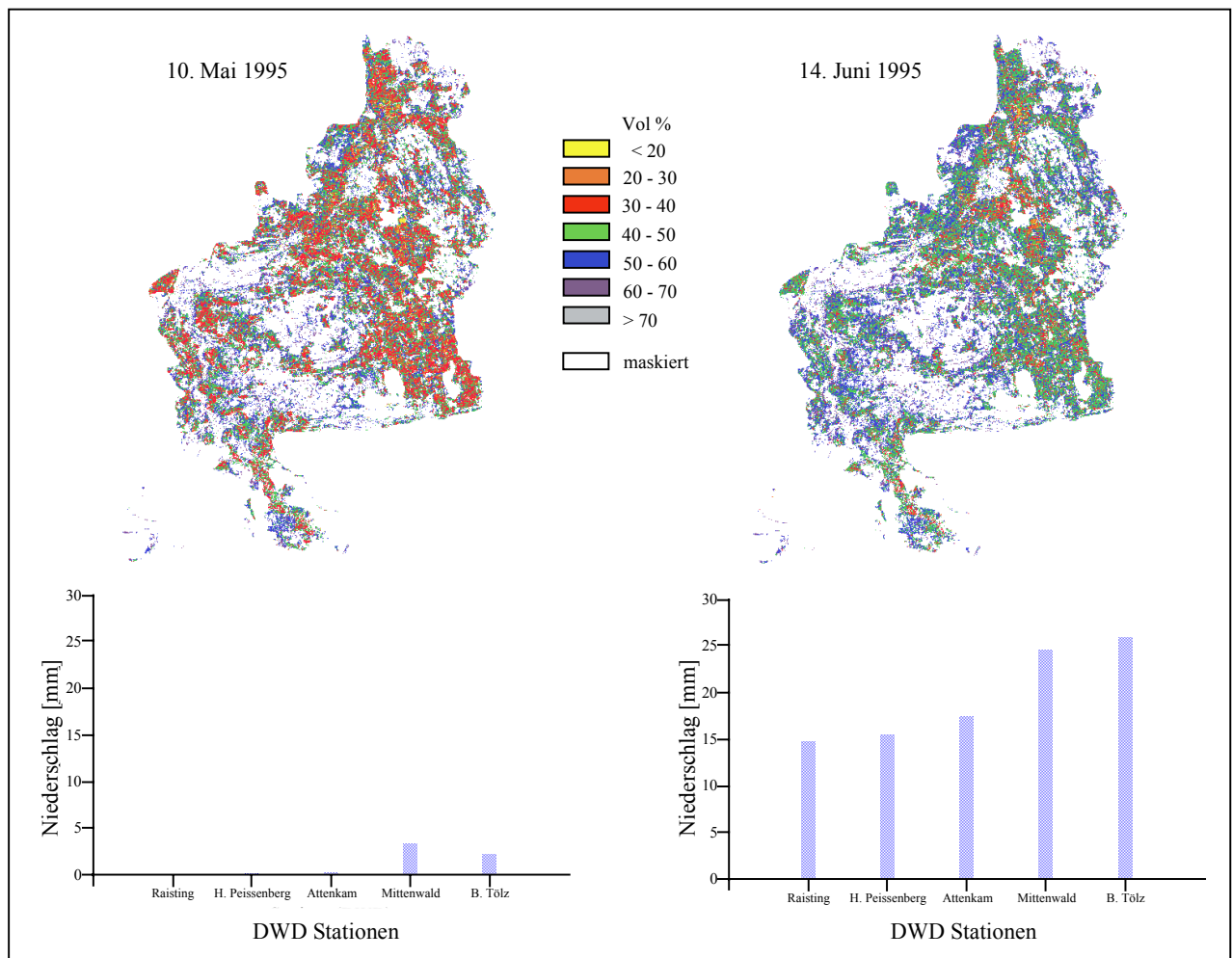


Abb. 6.5: Beispiele für Ergebnisse der räumliche Verteilung von Bodenfeuchtwerten berechnet aus geländekorrigierten ERS Daten

## 6.2 Bestimmung der Biomasse von Grünland

### 6.2.1 Einführung

Grünland ist die dominante Landnutzungsart im Testgebiet. Um den hydrologischen Kreislauf räumlich verteilt berechnen oder modellieren zu können, ist die Verteilung der Landnutzung und die Biomassenentwicklung notwendig. Die Kenntnis über die Menge der Biomasse ist zur Bestimmung des Einflusses der Landnutzung auf den hydrologischen Kreislauf wichtig, da unterschiedliche Pflanzen unterschiedliche Evaporationsraten aufweisen.

Aus ERS.SAR-Daten können Informationen über die Biomasse von Wiesen abgeleitet werden. Bislang aber wurden die Untersuchungen nur in weitgehend ebenen Gebieten durchgeführt (SAATCHI et al. 1992; STOLZ & MAUSER 1996, 1998), da neben den sensorspezifischen Parametern, wie Frequenz, Polarisation und Einfallswinkel, geländespezifische Faktoren das Radarrückstreusignal beeinflussen. Durch das im Projekt entwickelte Softwarepaket zur Geländekorrekture der SAR-Daten war es nun möglich, eine Biomassenabschätzung von Wiesen für das gesamte Einzugsgebiet aus SAR-Daten durchzuführen (RIEGLER & MAUSER 1998, RIEGLER et al. 1998).

### 6.2.2 Geländedaten

Wie in Kapitel 4.3 beschrieben, wurden die Pflanzenparameter Phänologie, Wuchshöhe sowie feuchte und trockene Biomasse auf ausgewählten Testfeldern bestimmt. Diese Daten wurden zur Untersuchung der Ableitung der Biomasse aus Radarrückstreusignalen verwendet.

Die Analyse aller gesammelten Daten von 1995 und 1996 zeigen, dass die Produktion der Biomasse der Wiesen stark mit der mittleren Wuchshöhe korreliert, unabhängig von der Bodenbeschaffenheit und der Intensität der Bewirtschaftung. Dabei ergeben sich lediglich Unterschiede in der Steigung der Regressionsgeraden. Extensiv bewirtschaftetes Grünland (geringere Menge an Düngemittel) entwickelt weniger Biomasse bei gleicher Wuchshöhe als intensiv bewirtschaftete Wiesen (Abb. 6.6).

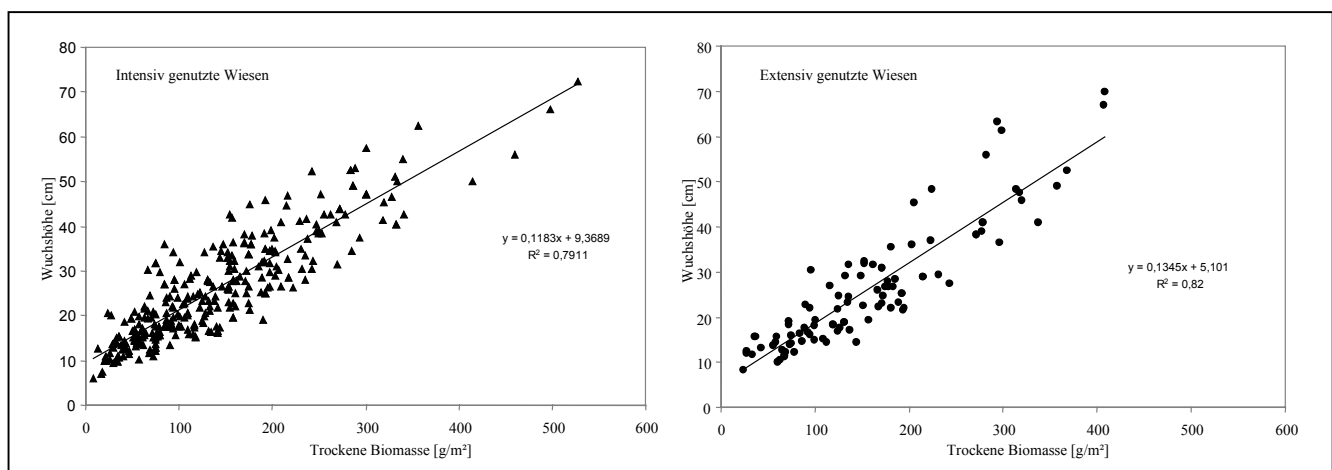


Abb. 6.6: Korrelation zwischen der mittleren Bestandeshöhe und der trockenen Biomasse der untersuchten Wiesen

Zunächst wurden die Hauptpflanzenparameter Biomasse und Pflanzenhöhe mit dem Rückstreusignal verglichen. Die Biomasse ist ein Maß für den Pflanzenwassergehalt und hat deshalb einen Einfluss auf die Dielektrizitätskonstante. Die Rauigkeit, die von der Pflanzenhöhe

und dem Pflanzenbestand beeinflusst wird, variiert während des Wachstums. Die Wuchshöhe korreliert stark mit der trockenen Biomasse.

### 6.2.3 Methode

Für die Anwendung statistischer Analysemethoden wurde ein durchschnittlicher Rückstreuwert feldweise für die untersuchten Wiesen hergeleitet. Dazu wurde das Radarrückstreusignal der Felder gemittelt, in dB-Werte konvertiert und mit den Pflanzenparametern in Bezug gesetzt. Bei der Untersuchung wurden die Wiesen in intensiv und extensiv genutzte unterteilt und mit den gemittelten Rückstreuoeffizienten verglichen. Dabei wurden die Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme berücksichtigt und der Datensatz aufgeteilt in Aufnahmen unter feuchten oder unter trockenen Bedingungen.

Zur Bestimmung der Biomasse aus Radardaten, die innerhalb der Vegetationsperioden von 1995/1996 aufgenommen wurden, verwendet. Neben den georeferenzierten ERS-Daten wurden zum Vergleich auch die nicht georeferenzierten Daten hinzugezogen. Es wurden dabei nur Termine verwendet, an denen trockene Witterungsbedingungen herrschten, um den Einfluss des Interzeptionswassers auf das Radarsignal auszuschließen (Abb. 6.7). Eine deutliche Verbesserung lässt sich zudem bei Verwendung der georeferenzierten Daten erkennen. Aber es ist immer noch nicht möglich einen direkten Bezug zwischen dem Radarsignal und der Biomasse herzustellen.

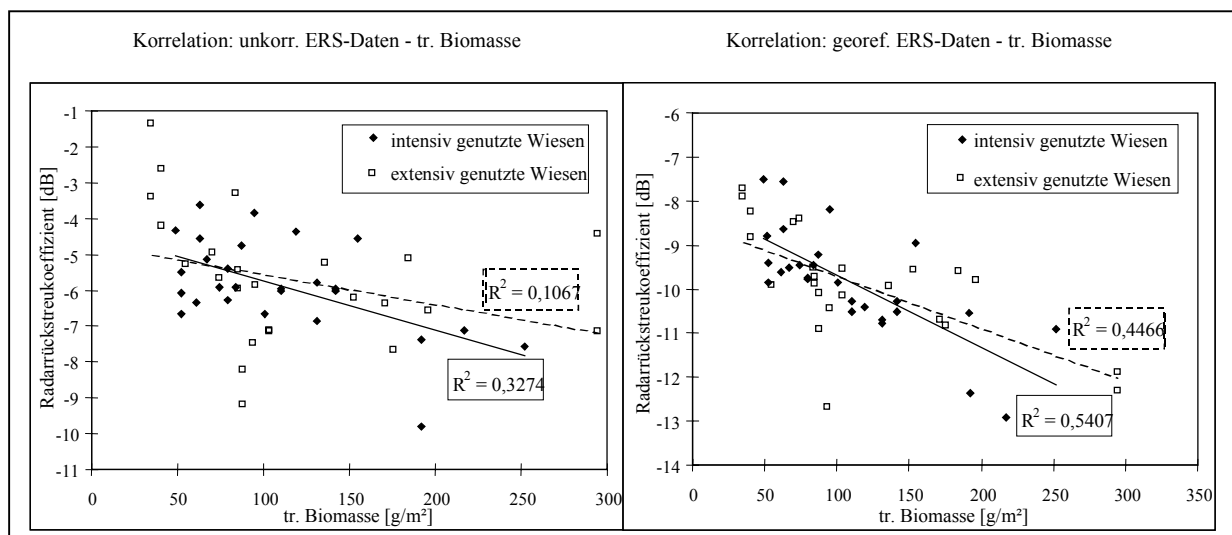


Abb. 6.7: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und der Radarrückstreuung [dB] intensiver und extensiver Wiesen

In die Analyse werden die Bestandesstruktur und seine Veränderungen während der Vegetationsperiode schrittweise einbezogen. Der erste Schritt ist die Standardisierung des Pflanzenwassergehaltes, für das die Biomasse ein Maß ist. Das Pflanzenwasser bewirkt eine Dämpfung des Radarrückstreusignals. Für eine Quantifizierung des Pflanzenwassergehaltes und zu dessen Eliminierung aus dem Radarrückstreusignal wird die Information der feuchten und trockenen Biomasse im Geländedatensatz untersucht. Das Verhältnis der Werte feuchter zur trockenen Biomasse ( $BM_{wet}$ ,  $BM_{dry}$ ) beinhaltet eine Aussage bezüglich des Wassergehaltes in der Wiesenpflanze ( $PW_{corr}$ ). Folgender Pflanzenwasser-Normierungsfaktor ( $PW_{corr}$ ) wurde abgeleitet (Gl. 6.1):

$$PW_{corr} = (1 - (BM_{dry} / BM_{wet})) \quad (Gl. 6.1)$$

Durch eine Eliminierung des Pflanzenwassers wird der Verlust des Radarsignals in Abhängigkeit der Menge des Wassers geringer. Die Pflanzenwasserkorrektur wurde durch Multiplikation des  $PW_{\text{norm}}$ -Faktors mit den Radarrückstreuwerten durchgeführt und ebenfalls mit der trockenen Biomasse korreliert (Abb. 6.8).

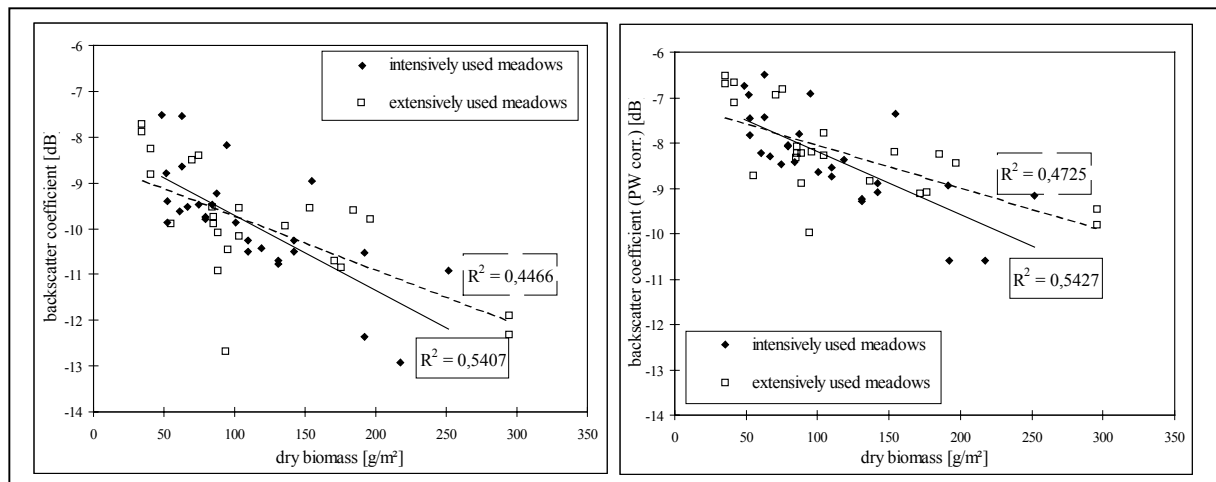


Abb. 6.8: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und der Radarrückstreuung [dB] ohne und mit Pflanzenwasserkorrektur

Vergleicht man die Ergebnisse der pflanzenwassernormierten und nicht -normierten Radarrückstreuoeffizienten, so ist ein deutlich geringerer Signalverlust zu erkennen. Ebenso ist die Streuung etwas geringer (Tab. 6.2).

Tab. 6.2: Statistik der ERS-Datensätze

ERS-Datensatz		Minimum	Maximum	Standardabw.
georeferenziert	intensiv	-12,93 dB	-7,53 dB	1,17 dB
	extensiv	-12,69 dB	-7,73 dB	1,23 dB
unkorrigiert	intensiv	-9,81 dB	-3,07 dB	1,32 dB
	extensiv	-9,23 dB	-1,38 dB	1,77 dB
georeferenziert + PW normiert	intensiv	-10,59 dB	-6,48 dB	1,01 dB
	extensiv	-9,97 dB	-6,53 dB	0,97 dB
unkorrigiert + PW normiert	intensiv	-8,40 dB	-3,12 dB	1,10 dB
	extensiv	-7,51 dB	-1,17 dB	1,46 dB

Eine deutliche Verbesserung des Verhältnisses zwischen der trockenen Biomasse und den ERS-Daten kann man aber auch nach der Pflanzenwasserkorrektur nicht erkennen. Das lässt darauf schließen, dass der Einfluss der Rauigkeit der Wiesen auf das Radarsignal erheblich ist. Deshalb ist es notwendig, näher auf die Pflanzenstruktur einzugehen. Dazu wurden die Strukturen der Testwiesen im Untersuchungsgebiet näher betrachtet (s. Kap. 4.3.2). Diese sind zur Ableitung von Informationen über das Streuverhalten des individuellen Vegetationsbestandes, wie Stängel, Zweige, Blätter etc. für Streuungsmodelle und die Schätzung der Biomasse aus der Verteilung der Rückstreuung notwendig.

Innerhalb eines Pflanzenbestandes wird das Radarsignal in Abhängigkeit von der Struktur gestreut. Ist das Gras kurz, ist die dominante Schicht die Krautschicht mit elliptisch geformten Blättern und aufrecht stehenden Halmen. Wächst das Gras, biegen sich die Halme und verän-

dern die Struktur in der obersten Schicht. Es wird angenommen, dass die runden Blätter aufgrund der größeren Flächen auch einen größeren Rückstreuteil besitzen, während der Streuteil der Halme geringer ist.

Der Zeitpunkt der ersten Mahd kann in einem Landschaftsraum bestimmt werden, da dieser noch von der Intensität der Nutzung unabhängig ist.

Aufgrund dieses Untersuchungsergebnisses wurde der ERS-Datensatz aufgeteilt in Aufnahmen vor und nach dem ersten Schnitt. Dabei wurden auch hier nur Daten verwendet, die unter trockenen Witterungsbedingungen aufgenommen wurden. Die zwei Datensätze wurde getrennt untersucht. In Abbildung 6.9 ist das Ergebnis der Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und dem Radarsignal dargestellt. Vor der ersten Mahd ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Biomasse und dem Radarsignal zu erkennen. Nach der Mahd ändert sich die Oberflächenrauigkeit der oberen Schicht, es besteht keine Abhängigkeit der beiden Faktoren voneinander.

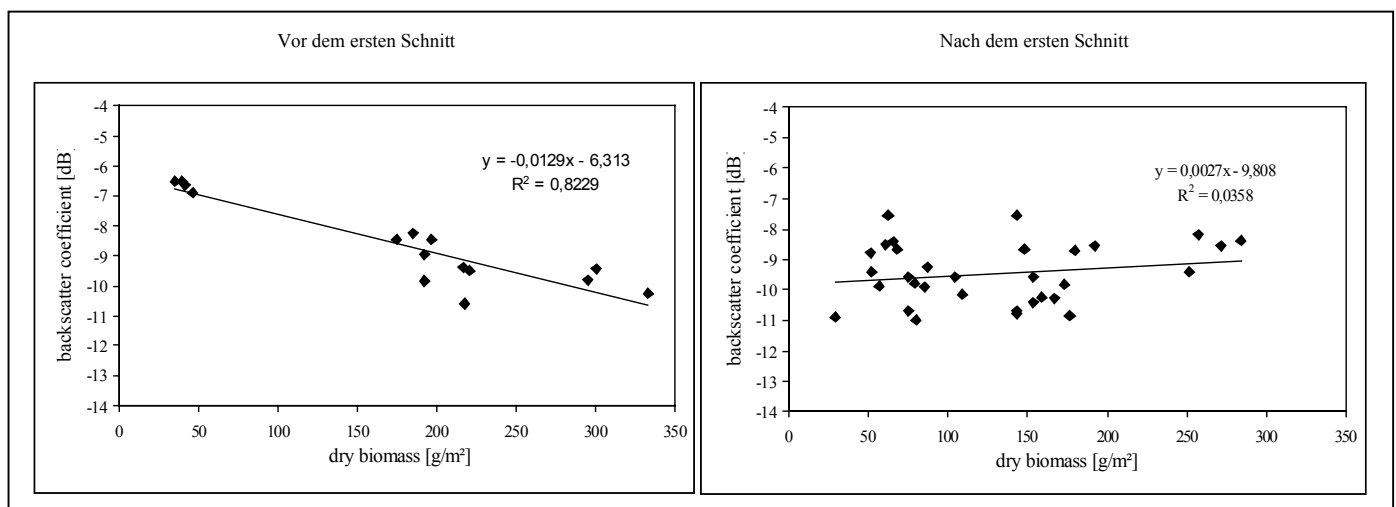


Abb. 6.9: Korrelation zwischen der trockenen Biomasse und dem Radarrückstreukoeffizienten der georeferenzierten Radardaten vor und nach dem ersten Schnitt

#### 6.2.4 Räumliche Verteilung der Grünlandbiomasse

Für die hydrologische Modellierung wird die räumliche Verteilung der Biomasse und deren zeitliche Veränderung benötigt (vgl. Kap. 3.3). In der Untersuchung wurde deshalb der Versuch unternommen, die oben gezeigten Ergebnisse auf die Fläche anzuwenden und die Biomassenverteilung für das gesamte Testgebiet zu berechnen.

Wie bereits erwähnt ist derzeit eine Biomassenabschätzung aus ERS-Daten nur bis zum ersten Mähtermin möglich. Deshalb und aufgrund der geringen Repititionsrate der ERS-Satelliten stehen für die Untersuchung nur drei Aufnahmetermine für 1995 und fünf für 1996 (Tandem-Mission) zur Verfügung (Tab. 6.3).

Tab. 6.3: Verfügbare ERS Daten zur Biomassenbestimmung vor der ersten Mahd

1995	05.04.	07.05.	10.05.		
1996	20.03.	21.03.	21.04.	24.04.	25.04.

Eine weitere Einschränkung der Biomassenbestimmung aus den Satellitendaten sind die Witterungsbedingungen. Zwei Datensätze, aufgenommen im März 1996, konnten für die quantitative Studie nicht verwendet werden, da stellenweise Schnee im Testgebiet lag. Um die ange-



sprochenen Witterungseinflüsse zu berücksichtigen, wurde die Niederschlagssituation am Aufnahmetag und an den beiden Tagen davor ausgewertet. Dazu wurden Niederschlagsmessungen mehrerer Wetterstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) innerhalb und am Rande des Testgebietes genutzt. Die mittleren Niederschlagswerte wurden in drei Klassen zusammengefasst: Feuchtebedingungen am Boden gering (Wert: 0), mäßig (Wert: 0.5) und hoch (Wert: 1) im Testgebiet (Tab. 6.4).

Es ist nicht möglich den Einfluss von Regen oder Feuchte auf das Radarsignal zu quantifizieren und eliminieren, aber sie müssen bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

Tab. 6.4: Mittlerer Niederschlagsmessungen (DWD) vor und während der ERS Datenaufnahme

Termin	Mittlerer N [mm]	Feuchte	Klassen	Termin	Mittlerer N [mm]	Feuchte	Klassen
03.04.1995	0.00			19.04.1996	0.00		
04.04.1995	0.07			20.04.1996	0.00		
<b>05.04.1995</b>	0.90	gering	0	<b>12.04.1996</b>	0.00	gering	0
05.05.1995	0.00			22.04.1996	0.00		
06.05.1995	0.00			23.04.1996	2.24		
<b>07.05.1995</b>	1.50	gering	0	<b>24.04.1996</b>	1.53	mäßig	0.5
08.05.1995	13.89			<b>25.04.1996</b>	1.14	mäßig	0.5
09.05.1995	2.50						
<b>10.05.1995</b>	0.06	hoch	1				

Die Methode zur räumlichen Bestimmung der Biomasse von Grünland basiert auf dem Verhältnis zwischen der trockenen Biomasse und dem Radarrückstreusignal. Diese Information wird aus der Korrelation der gemessenen trockenen Biomasse ( $BM_{\text{dry}}$ ) mit dem Radarrückstreukoeffizienten ( $\sigma^0$ ) der Testwiesen abgeleitet. Sie ergibt einen Korrelationskoeffizienten von 0.82 (s. Abb. 6.9). Die Biomasse des Grünlandes wird mit folgender Gleichung berechnet:

$$BM_{\text{dry}} = \frac{\sigma^0 + \text{offset}}{\text{gain}} \quad (\text{Gl. 6.2})$$

Bei dieser Methode macht sich die Sensorungenauigkeit des ERS bemerkbar. Die Ungenauigkeit des Sensors liegt bei  $\pm 0.5$  dB, das entspricht  $\pm 33$  g/m<sup>2</sup> trockene Biomasse. Zur Bestimmung der Biomasse des Grünlandes des gesamten Testgebietes wurden die Grünlandgebiete aus der Landnutzungsklassifikation (s. Kap. 7) genommen.

Als Beispiel sind die Ergebnisse der Biomassenberechnung der Aufnahmetermine 5. April 1995, 7. Mai 1995, 21. April 1996 und 24. April 1996 in Abbildung 6.10 dargestellt. Das Ergebnis von 1995 zeigt ein Anwachsen der Menge der Grünlandbiomasse zwischen den beiden Terminen. In dem Beispiel 1996 ist die Veränderung vom ersten zum zweiten Termin gering, da nur drei Tage zwischen den Aufnahmen liegen.

Die räumliche Berechnung der Biomasse bietet nur einen qualitativen Überblick über die zeitliche Veränderung der Grünlandbiomasse. Aufgrund der geringen Verfügbarkeit von Geländedaten vor dem ersten Mahdtermin ist eine quantitative Validierung der Ergebnisse nicht möglich (Abb. 6.11).

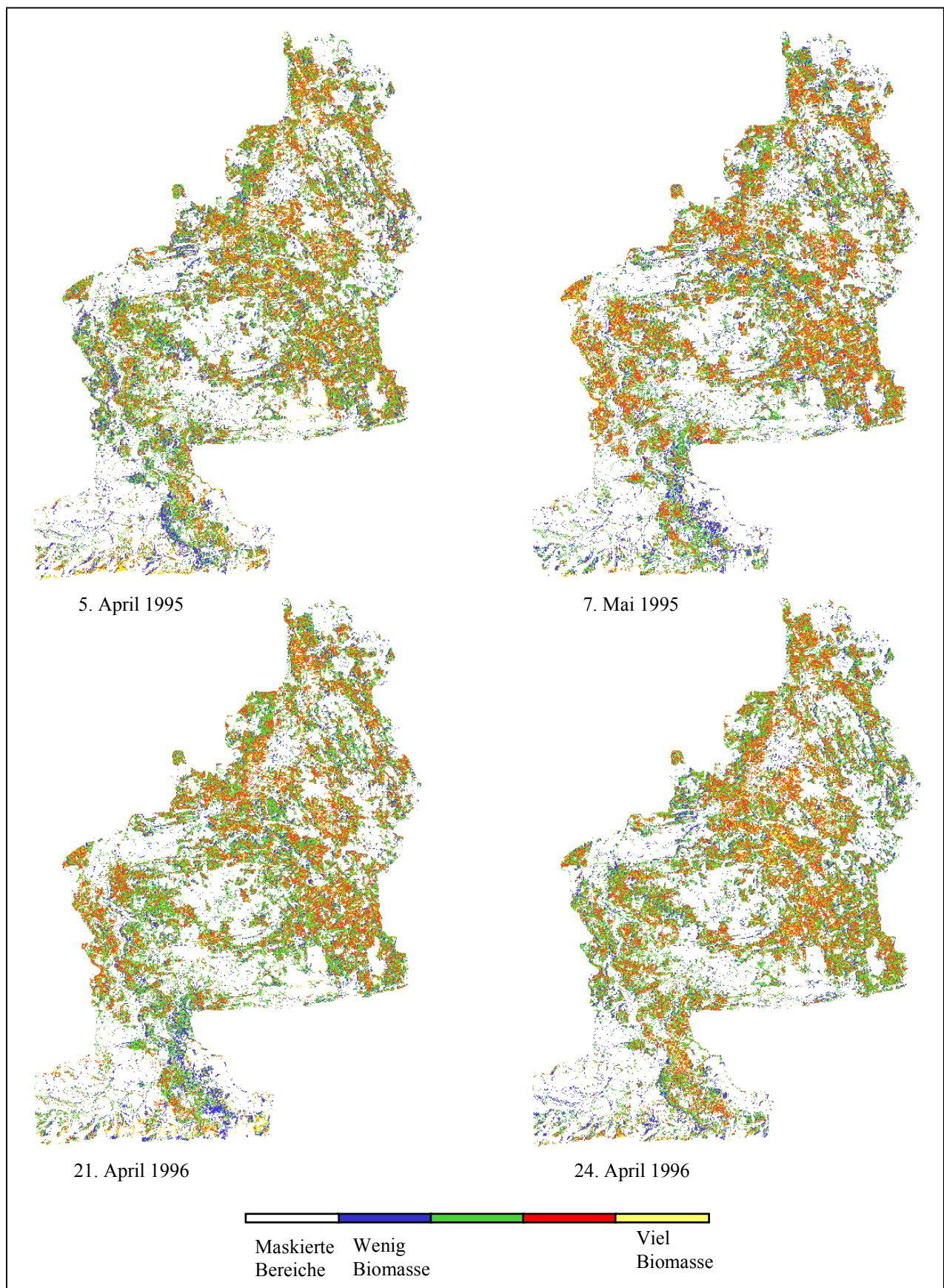


Abb. 6.10: Berechnete Biomassen der Grünlandbereiche im Ammereinzugsgebiet berechnet aus ERS-Daten

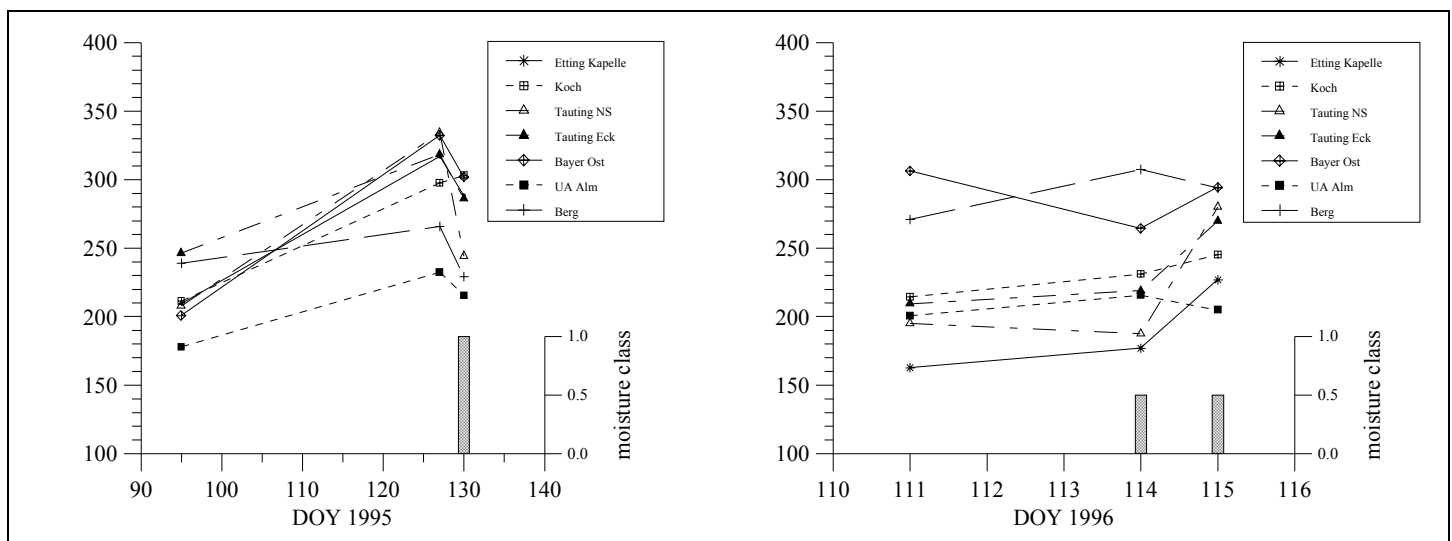


Abb. 6.11: Berechnete Entwicklung der Biomasse der Testwiesen im Ammereinzugsgebiet vor dem ersten Mahdtermin 1995 und 1996

Die berechneten Biomassenwerte in Abbildung 6.11 liegen in einem realistischen Bereich von 160 - 330 g/m<sup>2</sup>. Einzelne Geländemessungen und Befragungen von Bauern bestätigen die Ergebnisse.

In dem Beispiel von 1995 wächst die Menge der Biomasse stark zwischen dem ersten und dem zweiten Termin. Dieser Zeitraum liegt am Beginn der Vegetationsperiode mit den höchsten Wachstumsraten der Biomasse. Dann scheint die Biomasse abzunehmen. Betrachtet man jedoch die Witterungsbedingungen zum Aufnahmeterrain, wird deutlich, dass die dritte Aufnahme unter feuchten Bedingungen gemacht wurde. Das bewirkt eine größere Streuung des Radarsignals, wodurch die Biomasse unterschätzt wird. Dazu kommt, dass Mitte Mai bereits Mahdzeit ist und die Wiesen teilweise schon gemäht sind. Diese Information kann bei der Berechnung allerdings nicht berücksichtigt werden. Besonders bei dem Beispiel der Wiese „Tauting NS“ ist der Verlust der Biomasse vom zweiten zum dritten Termin sehr groß. Das liegt daran, dass diese Wiese sehr feucht ist und bereits nach geringem Niederschlag der Boden gesättigt ist und sich ein Wasserfilm an der Oberfläche entwickelt. Verglichen mit anderen Wiesen steigt die Biomasse der beiden Wiesen „Berg“ und „UA Alm“ nur gering an. Das liegt an der unterschiedlichen Artenzusammensetzung auf der Wiese „Berg“ und der Wiese „UA Alm“ am Alpenrand auf 1000 m. Die Entwicklung der Biomasse ist 1996 zwischen dem ersten und dem zweiten Termin aufgrund des kurzen Zeitintervalls nicht erheblich, was sich in der Berechnung bestätigt.

### 6.3 Ermittlung des Mahdtermins

Für die Abschätzung der Biomasse aus Radardaten wurden die Amplituden verwendet. Um Veränderungen der Wiesenstrukturen zu erfassen, bietet sich die Kohärenz an. Zwei-Pass-Interferometrie ist sehr sensitiv auf zeitliche Veränderungen. Änderungen der Streugeometrie bedeuten einen Verlust der Kohärenz. So bewirkt eine Mahd zwischen zwei Aufnahmetermen einen Verlust der Kohärenz (WEGMÜLLER & WERNER, 1995, TOUZI et al. 1996).

Vier Kohärenzkarten wurden aus ERS Daten, aufgenommen während der Tandem Mission im August 1995, März, April und Mai 1996, prozessiert. Anschließend wurden Nicht-Grünlandbereiche unter Verwendung der Landnutzungsklassifikation ausmaskiert. Betrachtet

man die Abbildung 6.12, kann generell festgestellt werden, dass die Kohärenz im Laufe der Vegetationsperiode abnimmt. Die niedrigsten Kohärenzwerte treten in den Bildern vom August 1995 und vom Mai 1996 auf, die höchsten im März und April 1996.

Um Informationen über Veränderungen des Grünlands und der Biomasse aus der Kohärenz zu erhalten, ist es auch hier notwendig, die Witterungsbedingungen zu den Aufnahme Terminen der beiden verrechneten Bilder zu berücksichtigen (Tab. 6.5). Daraus ergibt sich, dass die beiden Aufnahme Termine im August 1995 und im März 1996 durch Regenfall beeinflusst sind. Im März war das Testgebiet teilweise mit Schnee bedeckt. Tauteffekte ergaben sich aufgrund der hohen Tagestemperaturen (mittlerer Tageswert: 10.4 und 11.5 °C). Bei Betrachtung der Kohärenzkarte vom März, ist ein deutlicher Unterschied zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil des Testgebietes zu sehen. Im Norden ist die Kohärenz bedeutend höher als im Süden. Bei einem Vergleich mit einer LANDSAT-TM-Szene vom 20. März 1996 wird deutlich, dass diese Phänomen durch die Schneebedeckung der südlichen Region bedingt ist. In diesem Bereich zeigen nur die süd- und südwestorientierten Gebiete, die bereits schneefrei sind, eine höhere Kohärenz. Im April 1996 ändern sich die Witterungsbedingungen. Im Mai 1996 sind die Bedingungen trocken.

Tab. 6.5: Wetterinformationen des DWD zu den ERS Aufnahme Terminen

ERS-1 Termin	Niederschlag [mm]	ERS-2 Termin	Niederschlag [mm]
23. August 1995	8.96	24. August 1995	6.39
20. März 1996	0.32 (teilw. Schneebedeckung)	21. März 1996	8.80 (teilw. Schneebedeckung)
24. April 1996	1.53	25. April 1996	1.14
29. Mai 1996	0.00	30. Mai 1996	0.00

Aufgrund der Witterungsbedingungen und wenigen Geländedaten am Beginn der Vegetationsperiode, konnte nur das Ergebnis vom 29./30. Mai 1996 validiert werden.

In diesem Datensatz sind drei Wiesen ohne Änderungen zwischen den zwei Aufnahme Terminen ("Koch" (Pflanzenhöhe: 40 - 70 cm), "Etting Kapelle" (Pflanzenhöhe: 50 - 100 cm) und "UA Alm" (Pflanzenhöhe: 29 - 55 cm). Die Kohärenzwerte dieser Wiesen liegen über 0.5. Alle anderen Testwiesen mit Ausnahme der Wiese „Bayer-Ost“ wurden zwischen der ersten und der zweiten Aufnahme gemäht, ihre Kohärenz liegt unter dem Werte 0.5. Die Wiese „Bayer-Ost“ wurde bereits vor dem ersten Aufnahme Termin geschnitten und das Gras zum Trocknen ausgebreitet. Aufgrund der Bewirtschaftungsart (das Gras wird mehrmals am Tag gewendet) ist die Kohärenz niedrig.

Von diesen Ergebnissen wurde abgeleitet, dass Bereiche mit einer Kohärenz über dem Wert 0.5 sich nicht gravierend geändert haben (keine Mahd), dagegen in Bereichen unter dem Wert 0.5 Veränderungen eintraten (Mahd) (Abb. 6.13). Darauf basierend wurde das Kohärenzbild klassifiziert. Das Ergebnis ist in Abbildung 6.14 dargestellt. Die Verteilung der Klassen „Mahd“ und „Keine Mahd“ stimmt mit der Kenntnis der Mahdaktivitäten im Testgebiet überein.



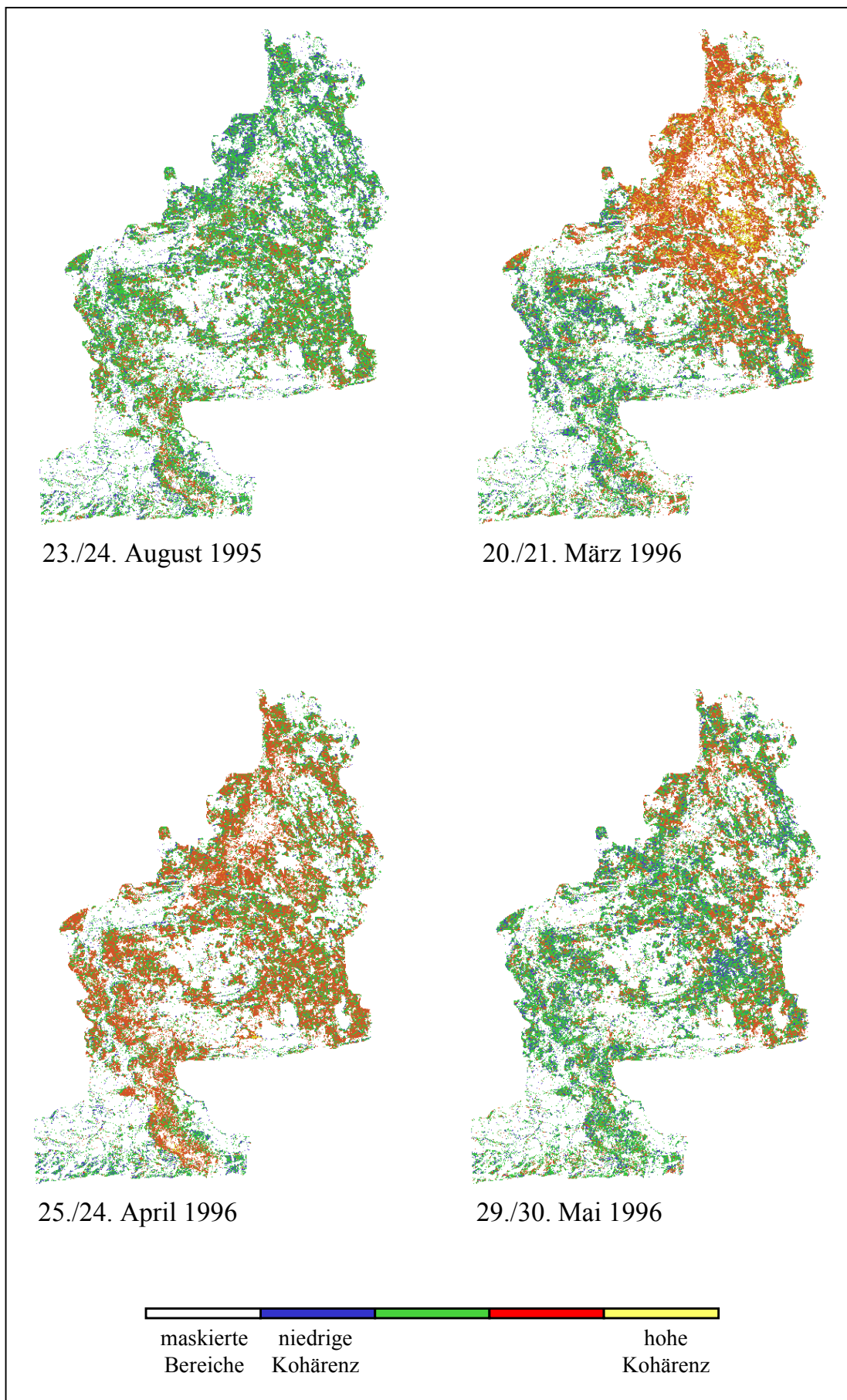


Abb. 6.12: Kohärenzkarten der Datenpaare der ERS-1/-2 Tandem-Mission

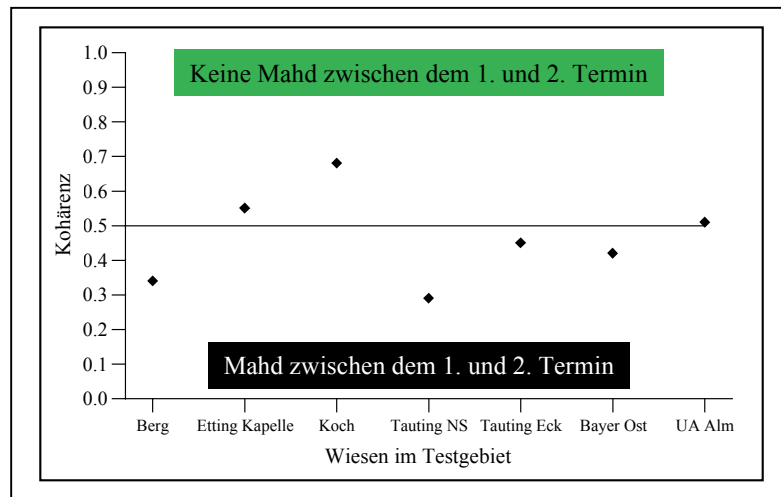


Abb. 6.13: Kohärenz der Wiesen im Ammereinzugsgebiet

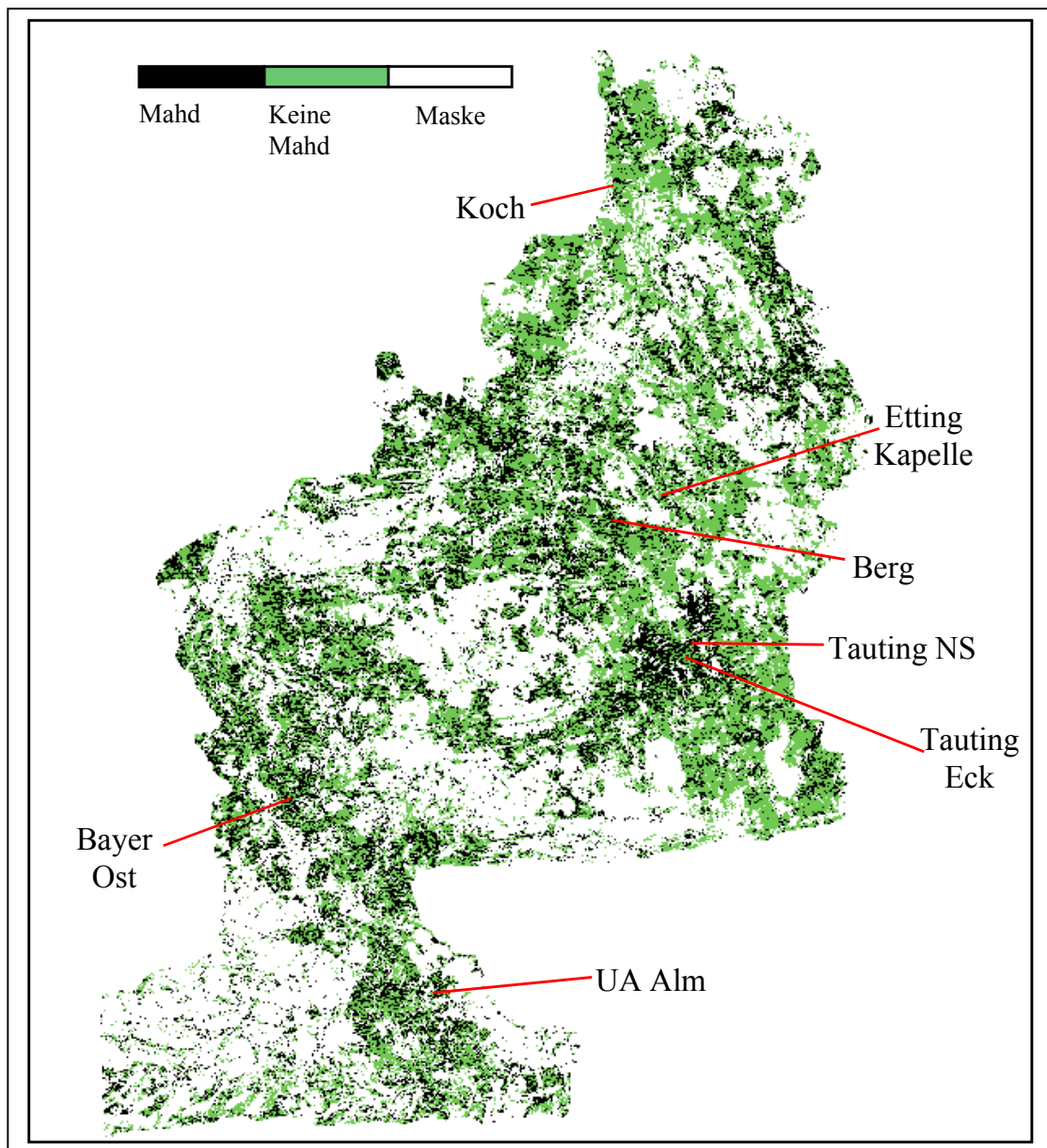


Abb. 6.14: Mahdkarte (Klassifizierte Kohärenzkarte Mai 1996)

#### 6.4 Vergleich des interferometrisch erstelltem Digitalen Höhenmodell mit einem konventionellen Digitalen Geländemodell

Das interferometrisch erstellte Höhenmodell (IF-DHM) (s. Kap. 5.2), das aus dem Datensatz vom 6./7. Dezember 1995 berechnet wurde, wurde mit dem konventionellen Geländemodell (DGM) MilGEO verglichen. Abbildung 6.15 zeigt die Modelle im Vergleich. Die räumliche Auflösung beträgt jeweils  $30 \cdot 30$  m, die vertikale Auflösung 1 m. Die Modelle liegen in UTM-Projektion vor.

Bei einem Vergleich der Modelle fällt zunächst die Unstimmigkeiten in den reliefierten Bereichen auf. Hier liegen im Falle des IF-DHM die Layover- und Shadow-Zonen, die für die Berechnungen ausmaskiert werden müssen. Besonders deutlich wird das durch die „Plateaus“ in den Bergen. Aber auch im konventionell erstellten DGM sind Fehler wie Sprünge an den ehemaligen Blattgrenzen der digitalisierten Karten zu erkennen.

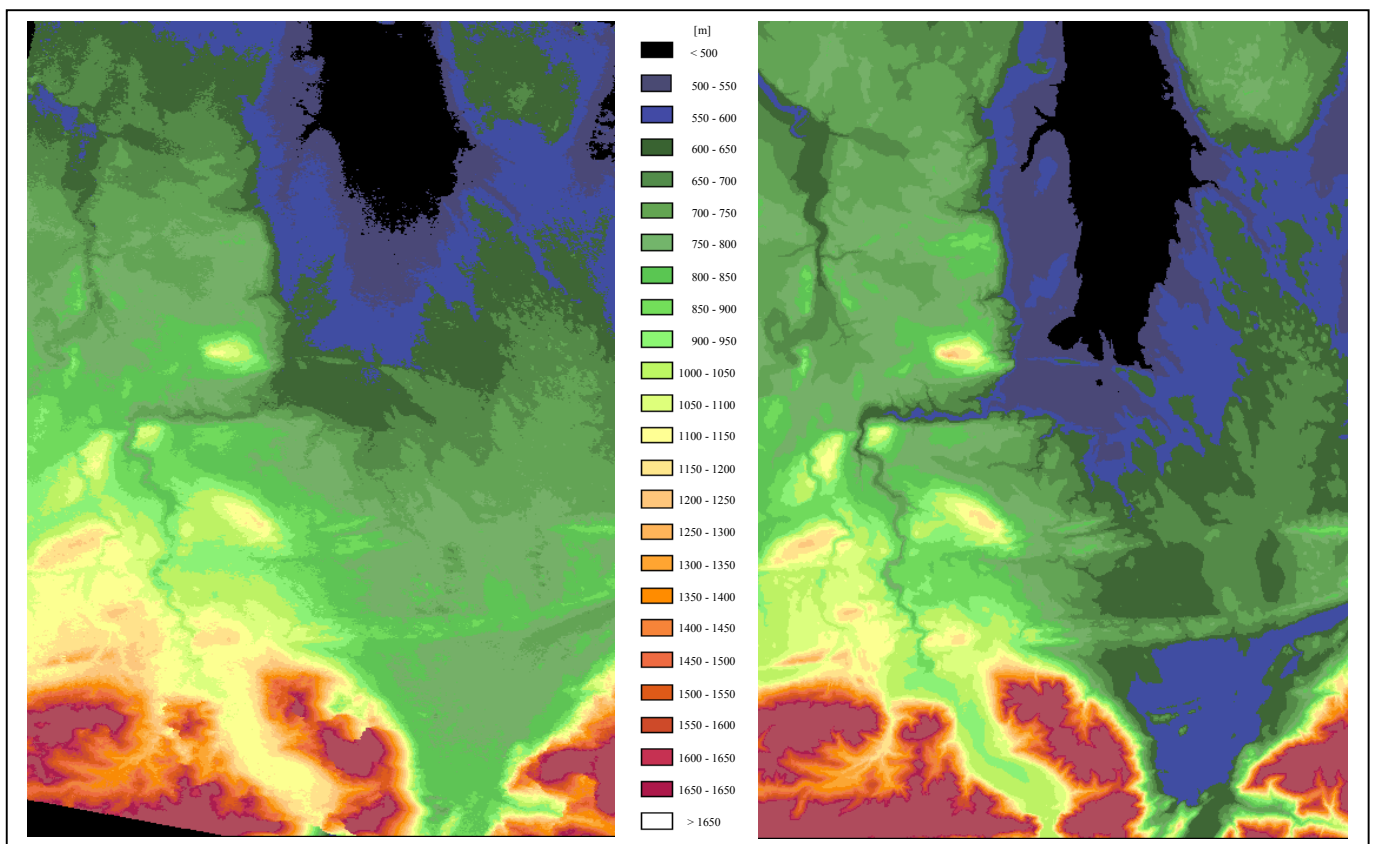


Abb. 6.15: IF-DHM (links) und MilGEO (rechts)

Die Korrelation zwischen den Geländemodellen zeigt ein hohes Bestimmtheitsmaß (Abb. 6.16). Auch hier paust sich das Problem in den Bereichen mit steilen Hängen durch. Mit zunehmender Geländehöhe nimmt die Streuung zu.

Deutlich wird dies auch im Nord-Süd-Profil dargestellt (Abb. 6.17). In dem weniger stark reliefierten Gebiet im Norden des Untersuchungsgebietes stimmen die Modelle sehr gut überein. Hier liegen die Abweichungen bei  $\pm 5$  m. Ab Kilometerstrecke 35 km treten massive Unterschiede auf.

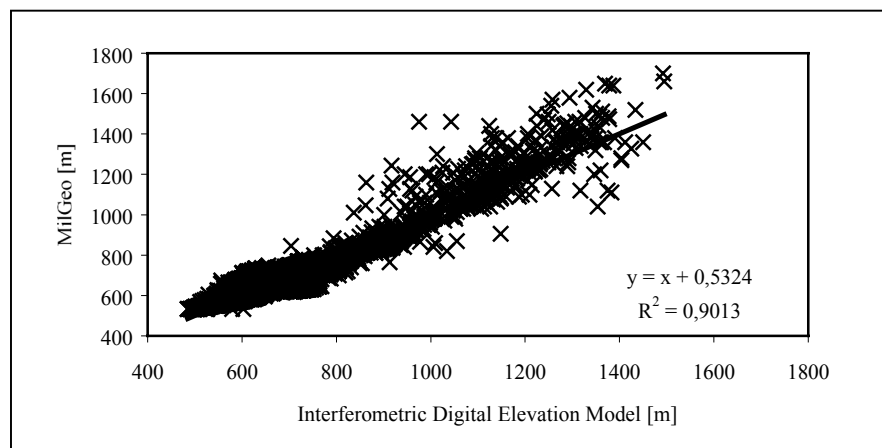


Abb. 6.16: Korrelation zwischen dem IF-DHM und dem MilGEO

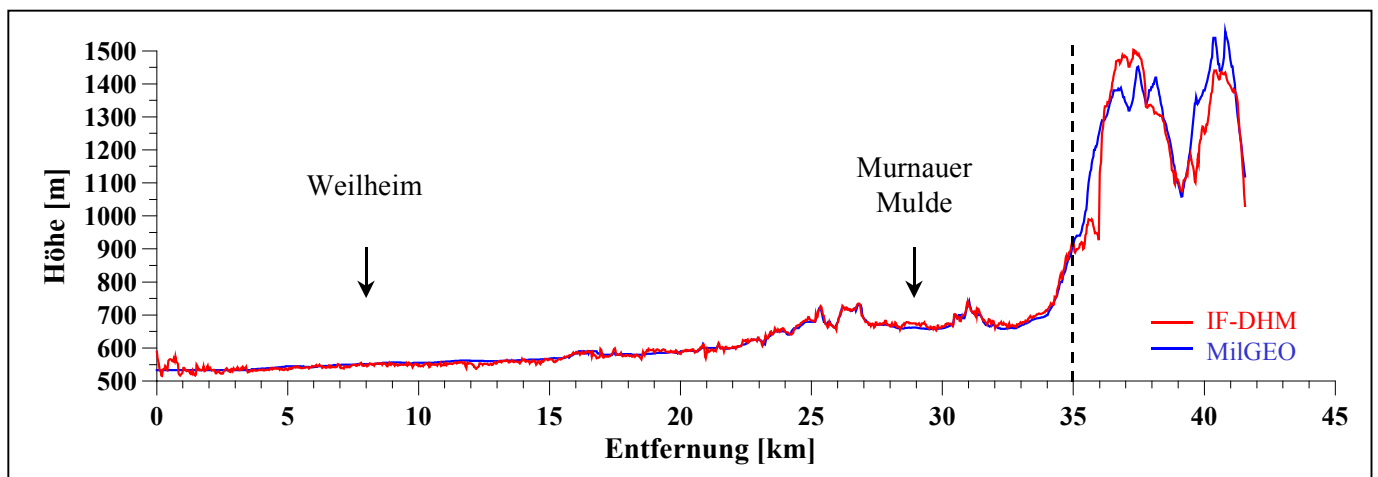


Abb. 6.17: Nord – Süd – Profil durch das Untersuchungsgebiet

Für weitere Untersuchungen der Modelle wurde das Geländeanalyseprogrammpaket TOPAZ (Topographic Parameterization Software) verwendet (GARBRUCH & MARTZ 1995). Damit wurden die Fließwege im Einzugsgebiet der Ammer aus beiden Modellen berechnet. Das Ergebnis ist in Abb. 6.18 dargestellt. Für die Berechnung wurden die Seen aufgefüllt, sie sind in der Abbildung maskiert. Die Abweichungen der Fließwege sind in den flachen Gebieten im Norden des Einzugsgebietes höher als in den reliefierteren Bereichen im Süden. Auch in dem Bereich westlich des Staffelsees ist ein deutlicher Unterschied zu sehen. Hier liegt ein relativ ebenes, mooriges Gebiet vor, in dem die Berechnung der Fließwege schwierig ist.

Die Form und auch die Größe des Einzugsgebietes der Ammer stimmen recht gut überein. Die Einzugsgebietsfläche wurde mit dem IF-DHM mit 595.65 km<sup>2</sup>, mit dem MilGEO mit 607.49 km<sup>2</sup> berechnet.



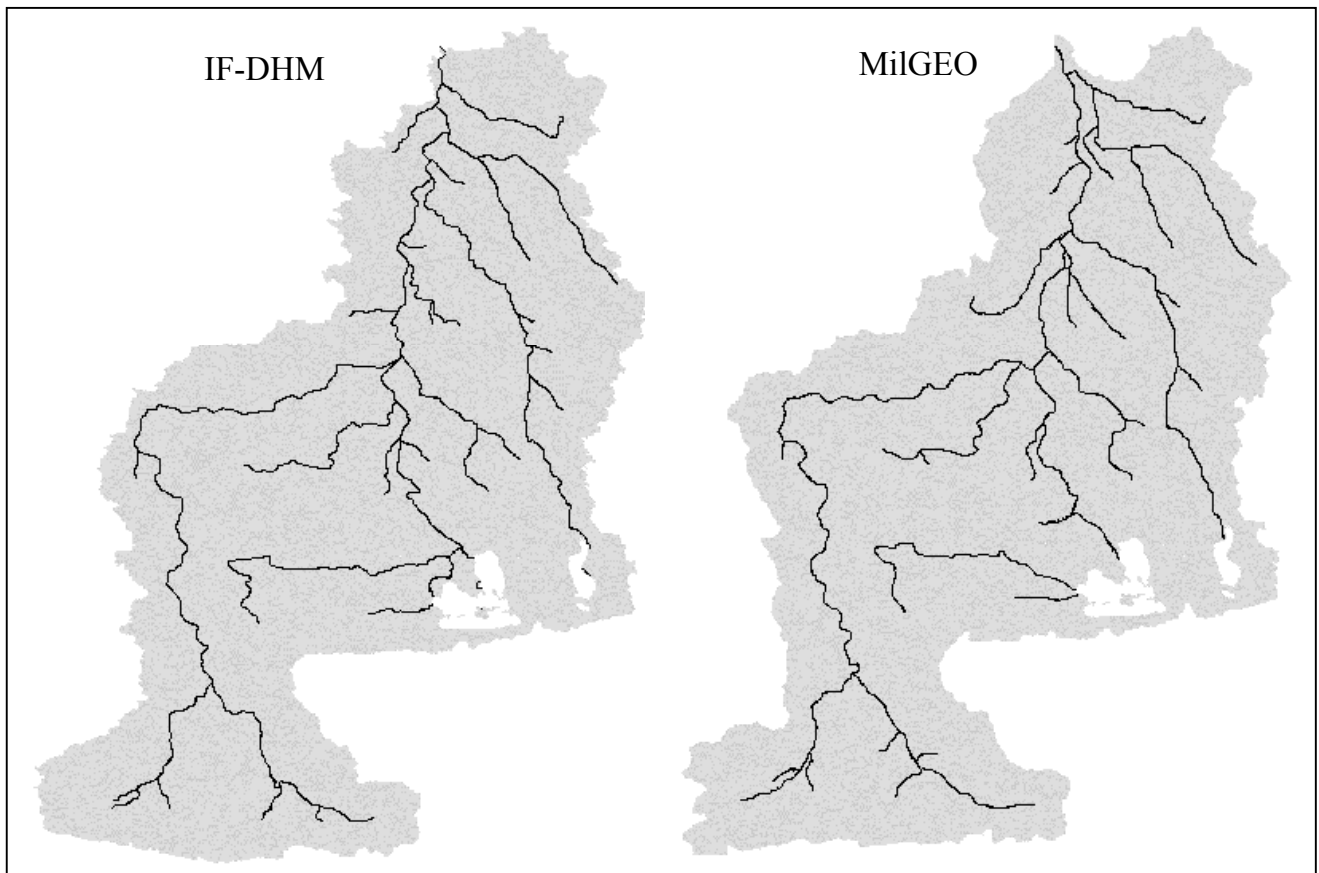


Abb. 6.18: Vergleich der Fließwege berechnet aus dem interferometrischen Höhenmodell und MilGEO

## 7 Landnutzungsklassifikation aus LANDSAT-TM Daten

### 7.1 Einführung

Die differenzierte Erfassung der Landnutzung in Gebirgsräumen und deren Randlagen mit Fernerkundungsdaten weist zusätzlich zwei Probleme auf. Zum einen sind diese Gebiete durch Staulagen und starke konvektive Bewölkung häufig wolkenbedeckt, so dass die multi-temporale Verfügbarkeit optischer Daten durch die bisherigen Satellitensysteme beschränkt ist. Zum anderen beeinträchtigt die Topographie durch unterschiedliche Einstrahlungsverhältnisse die Klassifikationen. Eine Auswertung von Radardaten für solche Gebiete wird durch die Topographie, die Schatten und Foreshortening/Layover verursacht, eingeschränkt.

Um Vegetationsklassifizierungen von Einzugsgebieten heterogener Räume operationell verfügbar zu machen, ist es deshalb notwendig, einen Algorithmus zu entwickeln, der auch dann, wenn nur ein monotemporaler Datensatz verfügbar ist, genaue räumliche Landnutzungsinformationen liefert. Zusätzlich ist es notwendig mit entsprechenden Verfahren die topographischen Einflüsse in den Fernerkundungsdaten zu korrigieren.

Für die Erfassung der Landnutzung als Input-Daten in hydrologische Modelle mesoskaliger Gebiete muss gewährleistet sein, dass:

- die Hauptnutzungsarten und die nicht landwirtschaftlichen Landbedeckungsklassen zuverlässig bestimmt werden können,
- die räumliche Auflösung den jeweiligen Ansprüchen genügt,
- ein ausreichend großes Gebiet erfasst wird,
- durch die Verwendung standardisierter Methoden Veränderungen sicher detektiert werden können, und
- das Verfahren kostengünstig ist.

Für das Ammereinzugsgebiet war es deshalb notwendig, einen Algorithmus zu verwenden, der die Möglichkeit bietet, Daten unterschiedlicher Quellen zu klassifizieren und auch mit monotemporalen Fernerkundungsdaten eine für die Bedürfnisse der hydrologischen Modellierung ausreichende Klassifikationsgenauigkeit zu erzielen. Die in den Standardsoftwarepaketen enthaltenen Klassifikationsprogrammen erfüllen diese Forderungen nicht.

Deshalb wurde ein eigener Algorithmus entwickelt. Das Ziel dieses Klassifikators ist es eine Satellitenbildklassifikation als einen kognitiven Prozess zu modellieren und die Erfahrung des Auswerter in die Klassifikation einfließen zu lassen. Eine weitere Anforderung an den Algorithmus ist, dass er nicht signifikant mehr Rechenzeit benötigt als statistische Klassifikatoren und auf andere Untersuchungsgebiete bzw. Klassifikationsinhalte adaptiert werden kann.

### 7.2 Entwicklung des wissensbasierten Fuzzy Logic Klassifikators ENPOC

Der neu programmierte Klassifikator ENPOC (**E**nvironmental **p**ossibility based **c**lassifier) greift dazu auf ein Fuzzy Framework zur Wissensrepräsentation zurück, um kognitive Prozesse zu simulieren, die ein interaktiver, menschlicher Auswerter anwendet. Es ist eine pixel-by-pixel Methode mit deren Hilfe der *grade of membership* (Zugehörigkeitsgrad) eines Pixels zu einer Klasse bezüglich der verfügbaren Datenquellen (Fernerkundungsdaten und geographische Zusatzdaten) definiert wird. Die Zuordnung und Kombination Zugehörigkeitsgrade erfolgt nach den mathematischen Regeln der Fuzzy Logic Theorie.

Die Anwendung des ENPOC-Klassifizierers setzt voraus, dass für die jeweilige Fragestellung bzw. für jedes Untersuchungsgebiet auf einen entsprechenden Datensatz zugegriffen werden

kann. Als Vorarbeiten ist es deshalb notwendig, sowohl entsprechende Datengrundlagen, als auch die Standortfaktoren, die die räumliche Verteilung der Landnutzung bewirken, zu erstellen bzw. zu determinieren. Standortfaktoren und GIS-Daten bedingen sich gegenseitig. Die durch die Pflanzenphysiologie bestimmten Wachstums- bzw. Ertragsgrenzen müssen durch Daten so repräsentiert werden, dass sie in den zu klassifizierenden Datensatz integriert werden können. Da für das Ammereinzugsgebiet nicht alle benötigten Datensätze in entsprechender Form zur Verfügung standen, war es notwendig

- digitale Datensätze aus analogen Datensätzen oder Karten zu generieren
- Vektordaten in Rasterdaten zu konvertieren
- alle Rasterdaten in eine einheitliche Kartenprojektion und Auflösung zu transformieren
- die Datensätze geometrisch genau aufeinander anzupassen und in ein GIS zu integrieren

Dabei zeigt sich, dass es selbst in den gut erschlossenen mitteleuropäischen Gebieten immer noch einen Mangel an entsprechend räumlich differenzierten Daten gibt. Direkt verfügbar ist die topographische Information in Form von entsprechenden Geländemodellen. Flächendeckende Information zu Böden und Klima musste generiert werden. Als gemeinsame Projektion wurde UTM gewählt.

### 7.2.1 Methode

Gerade in Gebirgsregionen wirken sich schon leicht unterschiedliche Umweltbedingungen stark auf die Landnutzung aus. Da aber gerade aus diesen Gebieten oft keine multitemporalen Datensätze existieren, ist es notwendig das existierende geographische Wissen in den Klassifikationsprozess einzubinden, um das Ergebnis verbessern zu können.

Für diesen Ansatz wurde der klassische Maximum Likelihood Algorithmus so erweitert, dass es möglich ist, auch nicht-spektrale Information in den Klassifikationsprozess mit einzubeziehen. Dieser Algorithmus wurde vor allem auf Grund seiner statischen Robustheit bewählt. Im Gegensatz zu einer Reihe anderer existierender wissensbasierter Methoden, die Zusatzdaten oder –wissen nur als reine statistische Algorithmen mit einbinden, wird im hier gezeigten Ansatz das geographische Zusatzwissen interaktiv durch einen Experten integriert.

Darüber hinaus wurde das Problem der scharfen Grenzen mitberücksichtigt. Sowohl die Umweltbedingungen und das Pflanzenwachstum, als auch der „agierende Bauer“ können nicht in Form von „ja“ (= 1) oder „nein“ (= 0) beschrieben werden, sondern vielmehr durch linguistische Prädikate wie „häufig“, „meistens“ oder „selten“. Diese Unschärfen können aber nicht mit der herkömmlichen BOOLE'schen algebraischen Theorie gelöst werden, in der eine Zugehörigkeitsfunktion nur die Werte 1 oder 0 annehmen kann. Um diese linguistischen Begriffe der Unschärfe in mathematische Werte transformieren zu können, wurde die *Fuzzy Logic* Theorie nach ZADEH (1976) gewählt. Diese Theorie liefert die mathematische Basis, um linguistische Parameter zu quantifizieren. Jeder der Begriffe wird durch ein einen „*Possibility*“ Wert definiert, der jeden Wert zwischen 0 und 1 annehmen kann. Damit wird die Möglichkeit des Auftretens einer Klasse unter den gegebenen Bedingungen beschrieben.

Diese Werte werden Zugehörigkeitsfunktionen (*membership functions*) entnommen, die für jede Landnutzungs-kategorie und jeden beeinflussenden Faktor(= Geofaktor) berechnet werden. Die Funktionen können je nach Bedingungen durchaus unterschiedliche Formen annehmen, die empirisch bestimmt werden. Aus den Zugehörigkeitsfunktionen kann der Grad der Möglichkeit mit dem ein Ereignis / Landnutzung eintreten kann für jeden Wert den der Geofaktor annehmen kann, abgelesen werden.

Diese Funktionen können auf alle Gebiete mit ähnlichen Umweltbedingungen und denselben Landnutzungs-kategorien  $C_i$  übertragen werden. Die genaue Determinierung dieser Funktionen ist ein Schlüsselfaktor innerhalb dieses Ansatzes. Abbildung 7.1 zeigt ein Beispiel einer Zugehörigkeitsfunktion für das Ammereinzugsgebiet.

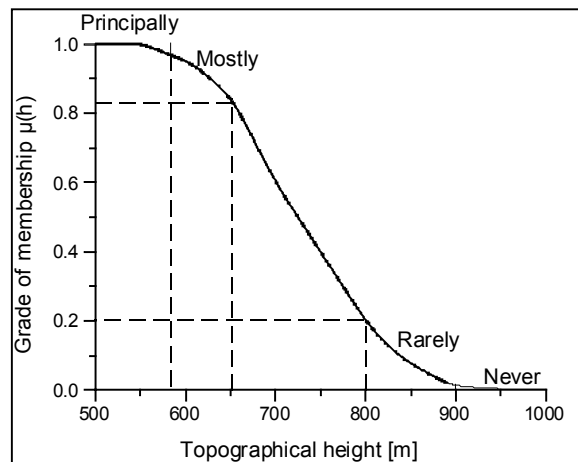


Abb. 7.1: Die Zugehörigkeitsfunktion für die Klasse „Weizen“ in Abhängigkeit von der Höhenlage.

Der Grad der Zugehörigkeit wird für jedes Pixel in bezug auf jede vordefinierte Klasse und jeden einflussnehmenden Geofaktor bestimmt, und in den erweiterte Maximum Likelihood Klassifikator eingebunden. Diese Vorgehensweise hat einen entscheidenden Vorteil: So wird das Problem gelöst, dass die Zusatzdaten normalerweise nicht GAUSS verteilt sind. Das ist jedoch die Voraussetzung für die Einbindung in eine ML Prozedur. Es werden jetzt nicht mehr die ursprünglichen Werte der Datensätze klassifiziert, sondern Zugehörigkeitswerte, die zwischen 0 und 1 liegen. Kann für eine Klasse keine Regel oder Zugehörigkeitsfunktion erstellt werden, so wird diese automatisch auf den „Immer“ = 1 gesetzt.

Für jede Klasse existiert nun eine Informationsdatenbank, in der die entsprechenden Geofaktoren, Zugehörigkeitsfunktionen und spektralen Informationen gespeichert sind. Um nun für jedes Pixel die Klasse zu definieren, die die höchste Möglichkeit (*possibility*) besitzt, müssen für die Kombination der *possibilities* der Geofaktoren und der spektralen Information die Regeln zur Informationsverknüpfung der Possibility- oder Fuzzy Logic Theorie berücksichtigt werden. beide Begriffe werden synonym verwandt.

Der einfache ML Algorithmus muss nun dahingehend erweitert werden. Die Zugehörigkeitswerte, die den Grad anzeigen, mit dem ein Pixel zu einer Klasse gehört, werden für das gemeinsame Auftreten im Merkmalsraum berechnet. Um den Grad der Possibility zu berechnen werden die Fuzzy Operatoren, die in der Literatur beschrieben sind, verwendet. Das sind im wesentlichen der Maximum und der Minimum Operator (1, 2)

Der folgende Klassifikationsablauf, ENPOC (ENvironmental POssibility Classifier) genannt, wurde in das verwendete Bildverarbeitungssystem implementiert:

1. In einem ersten Schritt werden die Maximum Likelihood Wahrscheinlichkeiten für jede Klasse aus den Fernerkundungsdaten berechnet. Das wird wie im Standard *Bayes*-Verfahren mit Hilfe von Trainingsgebieten durchgeführt. Für das weitere Verfahren werden in einem Pixel nur noch die Klassen berücksichtigt, die eine Wahrscheinlichkeit  $> 0$  haben.
2. Die Possibility –Werte der Klassen, die im 1. Schritt ermittelt wurden werden nun durch Normalisierung berechnet.
3. Nun werden die *membership functions*, die für alle Klassen aus der geographische Wissens-Datenbank abgeleitet wurden angewandt. So werden die kombinierten Possibility Werte für jede in einem Pixel vordefinierte Landnutzungs-kategorie  $C_i$  aus den ausgewählten Geofaktoren berechnet.

4. Der Inferenz-Prozess: Unter Verwendung der Fuzzy Operatoren (Kombinationsregeln) werden für jede Klasse die spektrale *possibility*, die im Standard ML Verfahren ermittelt wurden mit den *possibilities* aus den Geofaktoren kombiniert.
5. Das Pixel wird nun der Klasse mit der höchsten kombinierten *Possibility* zugeordnet.

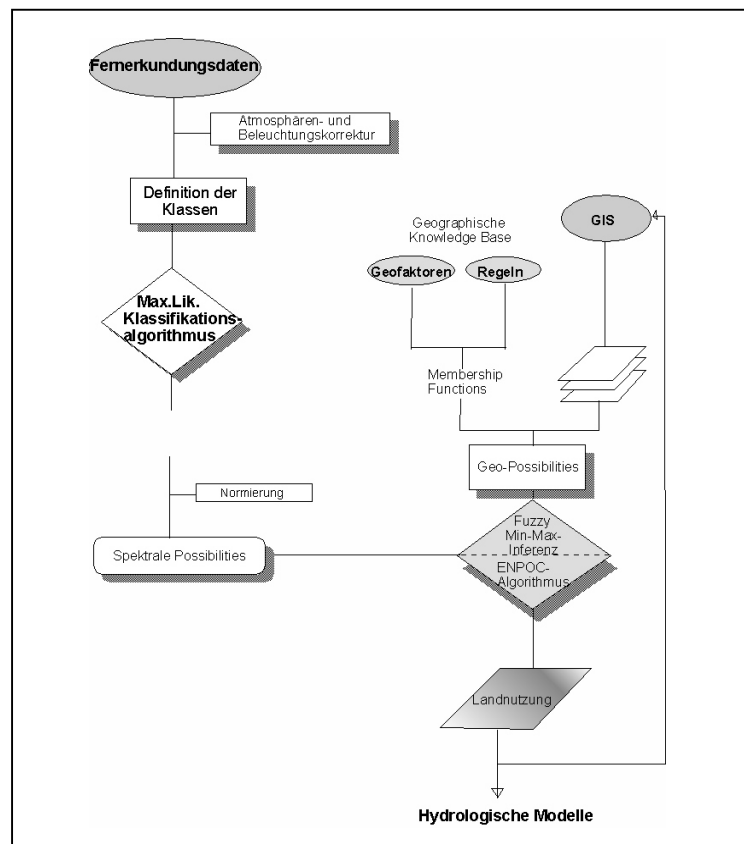


Abb. 7.2: Ablaufkonzept des *Environmental Possibility Classifiers* (ENPOC)

### Mengenalgebraische Operationen zur Kombination der Fuzzy Zugehörigkeitsfunktionen (nach BONHAM-CARTER 1994, BURROUGHS 1992):

#### 1. Fuzzy AND:

$$C := A \cap B$$

$$\mu_{\text{combination}} = \min \{ \mu_A, \mu_B, \dots, \mu_n \} \quad (\text{Gl. 7.1})$$

Ist äquivalent zum „AND“ der BOOLE'schen Algebra (logische Verschneidung)

Angenommen, in einen Pixel  $x$  erreicht eine Klasse  $c$  für einen geographischen Zusatzdatensatz  $A$  (z.B. Hangneigung) eine *Possibility* = 0.75 und für einen zweiten Datensatz  $B$  (z.B. Temperatur) den Wert = 0.5, dann erreicht die Zugehörigkeit für die Kombination aus beiden Datensätze unter Verwendung des *Fuzzy* Operators AND den Wert 0.5.

Der Operator AND wird verwendet, wenn, wie es z.B. in der Ökologie zutrifft, der schwächste oder negativste natürliche Faktor das Vorkommen einer Landnutzung bestimmt.

#### 2. Fuzzy OR:

$$C := A \cup B$$

$$\mu_{\text{combination}} = \max \{ \mu_A, \mu_B, \dots, \mu_n \} \quad (\text{Gl. 7.2})$$

Ist äquivalent zum „OR“ der BOOLE'schen Algebra (logische Verknüpfung)

Angenommen, in einen Pixel  $x$  erreicht eine Klasse  $c$  für einen geographischen Zusatzdatensatz A (z.B. Hangneigung) eine *Possibility* = 0.75 und für einen zweiten Datensatz B (z.B. Temperatur) den Wert = 0.5, dann erreicht die Zugehörigkeit für die Kombination aus beiden Datensätze unter Verwendung des Fuzzy Operators OR den Wert 0.75.

Dieser Operator wird verwendet, um einem Pixel  $x$  endgültig eine Klasse zuzuordnen. Es wird die Klasse zugeordnet, die die höchste kombinierte Possibility am Pixel  $x$  besitzt.

3. Fusions-Formel zur Ermittlung der Gesamtpossibility einer Klasse  $c$  (nach ROUX & DESACHY 1994)

$$MG_i = \frac{\min_{source b} \left[ \prod_b (C_i | x) \right]}{\max_{class c} \left[ \min_{source n} \left( \prod_n (C_n | x) \right) \right]} \quad (\text{Gl. 7.3})$$

$MG_i$  = Grad der Zugehörigkeit, mit der ein Pixel zu einer Klasse gehört.

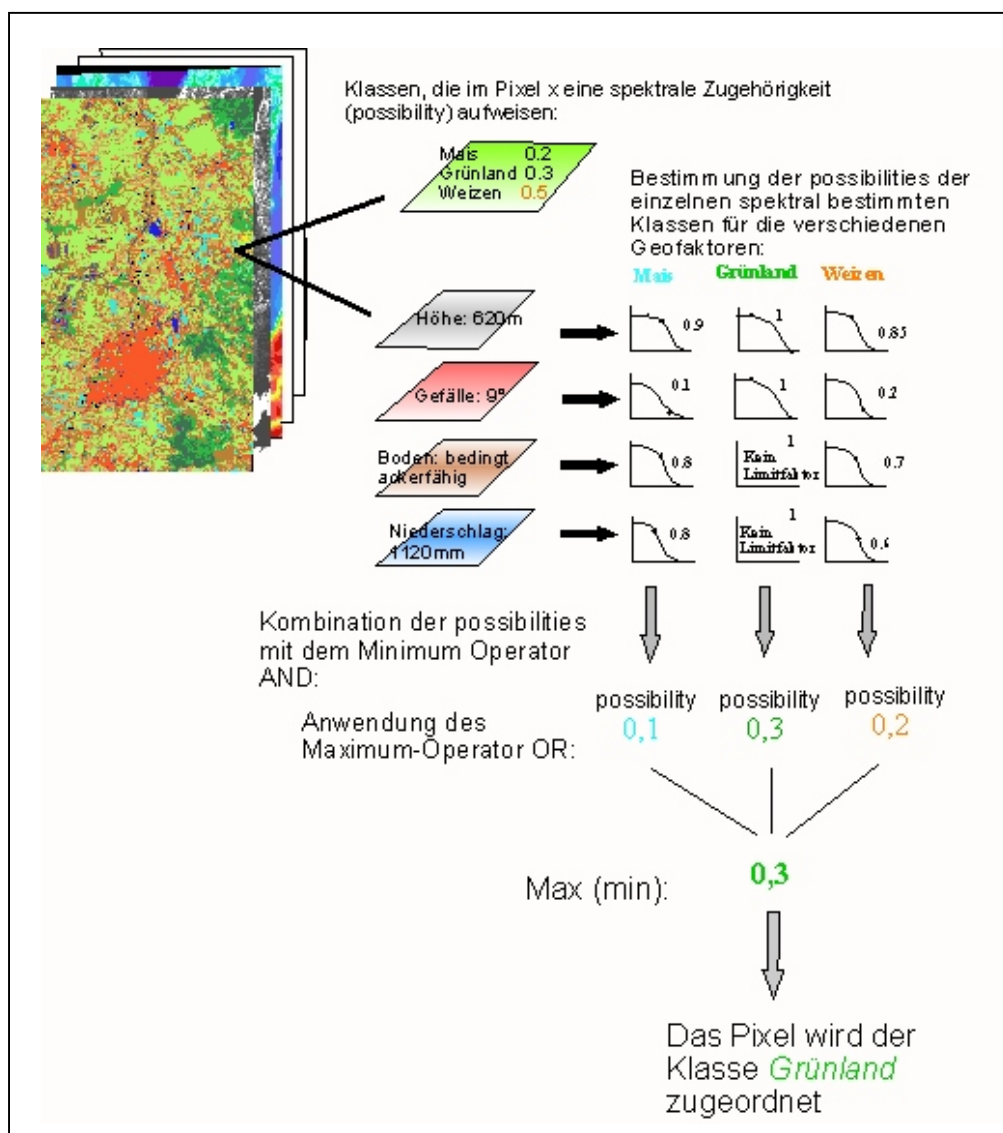


Abb. 7.3: Der Ablauf der ENPOC-Klassifikation, dargestellt an einem Beispiel

### 7.2.2 Datensatz und Vorprozessierung

Der verwendete Datensatz besteht zum einen aus Fernerkundungsdaten und zum anderen aus einem zusätzlichen GIS Datensatz. Für die Untersuchung wurden Daten des LANDSAT TM aus dem Jahr 1995 ausgewählt. Das einzige wolken- und schneefreie Bild des Testgebietes wurde am 8. Juli 1995 aufgenommen und damit in der Hauptvegetationsperiode. Es eignet sich besonders für eine Landnutzungsklassifikation, da zu diesem Zeitpunkt im Normalfall alle Feldfrüchte den Vegetationsschluss erreicht haben. Eine wolkenfreie Aufnahme mit optischen Systemen ist in Alpennähe auf Grund der zunehmenden konvektiven Bewölkung zu dieser Jahreszeit sehr selten. LANDSAT Daten haben zwei wichtige Vorteile gegenüber anderen optischen Systemen, wie z.B. SPOT:

- Sie überdecken das Untersuchungsgebiet mit einem Bild
- Sie haben eine gute spektrale Abdeckung. Besonders die beiden Bänder im mittleren Infrarot sind für die Trennung der verschiedenen landwirtschaftlichen Nutzungen sehr wichtig.

Der verfügbare Zusatzdatensatz besteht aus einem digitalen Geländemodell mit einer Auflösung von einer Bogensekunde und einer Niederschlagskarte. Das DGM basiert auf der Digitalisierung der Höhenlinien der Topographischen Karte 1 : 25 000. Nach den Genauigkeitsstandards wird die Höhengenaugkeit mit  $\pm 20\text{m}$  angegeben. Der zweite GIS Datensatz repräsentiert den räumlich verteilten mittleren jährlichen Niederschlag. Er wurde aus den gemittelten Stationsdaten der letzten 10 Jahre mit Hilfe einer kubischen Interpolation erstellt. Alle Daten liegen in UTM Projektion mit einer Pixelgröße von  $30\text{m} \cdot 30\text{m}$  vor.

#### 7.2.2.1 Aufbereitung der Fernerkundungsdaten

Stark reliefiertes Gelände verursacht in LANDSAT Daten sowohl geometrische als auch radiometrische Effekte. Abhängig vom Aufnahmewinkel verursachen Höhenunterschieden im Bild einen Pixelversatz der korrigiert werden muss, wenn die Daten mit Karten oder anderen Daten passgenau verwendet werden sollen.

Abbildung 7.4 zeigt die Funktion bei der ein Versatz von genau einem Pixel auftritt. Der Bereich unterhalb des Graphen bedeutet eine Versatz von weniger als einem Pixel. Hier ist keine Korrektur notwendig. Im Bereich oberhalb des Graphen ist eine Korrektur notwendig (ITTEN 1992).

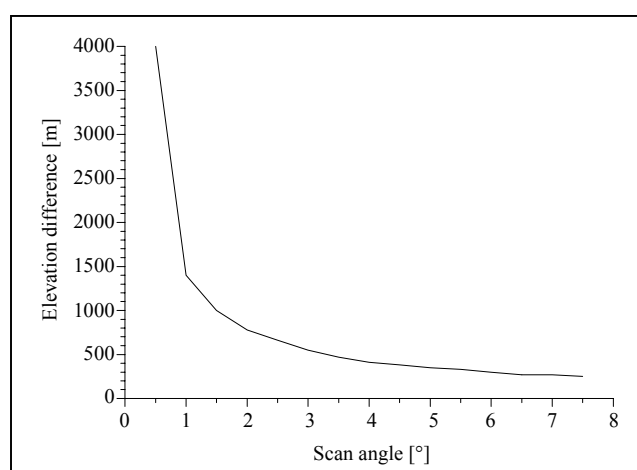


Abb. 7.4: Die Beziehung zwischen dem Aufnahmewinkel und dem Höhenunterschied, der genau den Versatz von einem Pixel bewirkt.

Eine Atmosphärenkorrektur über stark reliefiertem Gelände ist um einiges komplexer, als über einer mehr oder weniger flachen Landschaft, da die Topographie sowohl die Intensitäten der

Stahlungskomponenten ändert, als auch durch den Einfluss der Umgebungsreflexion eine Komponente hinzufügt. Um diesen Bedingungen gerecht zu werden, wurde ein reliefabhängiger Atmosphären und Beleuchtungskorrekturansatz gewählt, der von BACH (1994, 1999) basierend auf dem LOWTRAN-7 Modell entwickelt wurden. Dabei wird die Zunahme der Sichtweite mit der Höhe und der lokale Sonneneinfallswinkel mitberücksichtigt.

#### 7.2.2.2 Erstellung einer Agro-knowledge base für das Ammereinzugsgebiet

Der entscheidende Faktor, der den Erfolg dieses Klassifikationsansatzes bestimmt ist die Auswahl der Geofaktoren und die Definition der Regeln und Zugehörigkeitsfunktionen. Die Verteilung der Landnutzung und das Leistungsvermögen eines Raumes für eine definierte Nutzung wird allgemein als „Naturraumpotential“, bezogen auf die landwirtschaftliche Nutzung auch als „landwirtschaftliches Ertragspotential“ bezeichnet. Dabei wirken an einem Standort zwei Faktorengruppen die die Verteilung der Landnutzung in einem bestimmten Raum determinieren:

- Die Umweltbedingungen, wie Böden, Klima, Relief etc.
- Die Produktionstechnik, wie Düngung, Sortenwahl, Pflanzenschutz, Subventionen etc

Die Umweltfaktoren und pflanzenphysiologischen Bedingungen können als Geokomponenten oder Geofaktoren zusammengefasst werden. Sie beinhalten:

- Klima: Temperatur, Niederschlag
- Relief: Hangneigung, Exposition
- Böden: Mächtigkeit, Entwicklungszustand

Nach Untersuchungen von ALBRECHT (1976) wird die Leistungsfähigkeit primär durch die Geofaktoren bestimmt. Produktionstechnischer Fortschritt kann ökologische Limitierungen nur hinausschieben, aber nicht ganz überwinden. Die Informationen über die Wachstumsbedingungen und die Grenzbedingungen für den Anbau der im Testgebiet angebauten Nutzpflanzen, wurden der landwirtschaftlichen Fachliteratur entnommen.

Auf Grund des starken Reliefs, dem Einfluss der Alpen und der Geomorphologie auf die Bodenentwicklung und das Klima, sind die dominierenden Geofaktoren die Klimafaktoren Niederschlag und Temperatur und Bodenfruchtbarkeit. Die Hangneigung ist ein Faktor, der die Landnutzung indirekt beeinflusst. Er limitiert weniger das Wachstum, sondern limitiert den Einsatz von Maschinen und erhöht die Erosionsgefahr.

Das Hauptproblem bei der Einbindung von Zusatzdaten ist die Verfügbarkeit von räumlich verteilten Daten in adäquater Auflösung. Meist besteht eine Diskrepanz von Notwendigkeit und Verfügbarkeit. Am kritischsten sind dabei die Daten über Bodenfruchtbarkeit. Obwohl für das Testgebiet entsprechende Daten verfügbar sind, wurden sie für den Klassifikationsansatz nicht verwendet, da nur Daten verwendet wurden, die schon oder in absehbarer Zeit für die meisten gebiete verfügbar sind.

Zur Bestimmung dieser Geofaktoren wurde ein GIS eingerichtet, das die Daten enthält, die die Umweltbedingungen im Testgebiet repräsentieren, bzw. aus denen sie abgeleitet werden können. Das sind:

- Ein digitales Geländemodell: Da die Temperatur stark mit der Höhe korreliert, kann die Geländehöhe als Ersatz für die fehlenden flächendeckenden Temperaturdaten herangezogen werden.
- Eine digitale Karte der Niederschlagsverteilung: Im nördlichen Alpenvorland ist der Niederschlag weniger mit der Höhe korreliert, als vielmehr mit dem Abstand eines Ortes von den Alpen. Die Niederschlagsverteilung wurde durch Interpolation der Stationsdaten errechnet. Verwendet wurde dazu der mittlere jährliche Niederschlag der letzten 10 Jahre, da die landwirtschaftlichen Informationen sich darauf beziehen.



- Der Niederschlag ist in diesem Gebiet kein Minimum Faktor, sondern liegt im schädlichen Maximum.
- Die Hangneigung: Wir aus dem DGM abgeleitet.

### 7.3 Erstellung der Membership Functions

Aus der Literatur werden Definitionsbereiche für die einzelnen landwirtschaftlichen Nutzungen abgeleitet (Tab. 7.1) aus denen dann die Zugehörigkeitsfunktionen erstellt werden.

Tab. 7.1: Die Definitionsbereiche der Expertenregeln für das Testgebiet

Klasse	Geofaktor	Intervall 1: PRI	Intervall 2: DEC	Intervall 3: NEV
Mais	Höhe (m)	<600m	600-820	>820
	Gefälle (°)	<2	2-7	>7
	Niederschlag (mm)	immer, kein Limit		
Wintergetreide	Höhe (m)	<600m	600-820	>820
	Gefälle (°)	<4	4-8.5	>8.5
	Niederschlag (mm)	<900	900-1350	>1350
Sommergetreide	Höhe (m)	<620	620-850	>850
	Gefälle (°)	<4	4-8.5	>8.5
	Niederschlag (mm)	<900	900-1350	>1350
Raps	Höhe (m)	<600	600-780	>780
	Gefälle (°)	<2	2-5	>5
	Niederschlag (mm)	immer, da keine Information	keine Information	keine Information
PRI = principally. Die possibility ist 1 DEC = decreasing. Die possibility nimmt ab NEV = never. Die possibility ist 0				

Für diese Regeln werden nun Zugehörigkeitsfunktionen abgeleitet. Sie ergeben die „Wissensbasis“ für den ENPOC-Klassifikator. Der Verlauf der Zugehörigkeitsfunktionen ist in erster Näherung linear. An den Übergangspunkten zwischen der *possibility* = 1 und der linearen Abnahme und der linearen Abnahme und der *possibility* = 0 wird der Verlauf interaktiv an den s-förmigen Verlauf angepasst (siehe Abb. 7.3). Diesen adaptierten Funktionsverläufen werden die *possibilities* für die einzelnen Geofaktoren entnommen und in sog. *Membership-function-tables* abgelegt, auf die Programm dann zugreift.

### 7.4 Anwendung des Klassifikators

Der Klassifikationsalgorithmus ENPOC wird nun auf den folgenden Datensatz angewandt

- Das atmosphären- und beleuchtungskorrigierte LANDSAT TM Bild vom 8.Juli 1995
- Den GIS Datensatz (Höhe, Hangneigung, Niederschlag)
- Die knowledge base, bestehend aus den Fuzzy Regeln und den Zugehörigkeitsfunktionen

Für die Klassifikation werden mit Hilfe von 54 Trainingsgebieten 16 Klassen (Tab. 7.2) definiert. Die hohe Anzahl an Trainingsgebieten ist durch die starke spektrale Heterogenität einiger Klassen bedingt. Bedingt durch die naturräumlichen Änderungen im Testgebiet (Nord nach Süd), ändern sich Struktur und Wachstumszustand innerhalb einer Landnutzungsklasse sehr stark. Im nördlichen Ammertal kann z.B. das Getreide schon reif sein, während es im südlichen Teil erst zu reifen beginnt, d.h. z.T. noch grün ist. Abbildung 7.5 am Beispiel der

Klasse Grünland zeigt, variiert die spektrale Signatur auf Grund der unterschiedlichen Mähzustände nicht nur sehr stark, sondern sie überschneidet sich auch mit anderen Landnutzungs-klassen.

Tab. 7.2: Ausgewählte Klassen und die Anzahl der jeweiligen Trainingsgebiete für die ENPOC-Klassifikation

Klasse	Anzahl der Trainingsgebiete	Klasse	Anzahl der Trainingsgebiete
Wasser	4	Torfabbau	2
Nadelwald	4	Grünland	12
Mischwald	4	Mais	4
Laubwald	3	Raps	2
Bebaute Flächen	4	Wintergerste	3
Moor	3	Winterweizen	3
Kies	1	Sommergetreide	4
Fels	1		

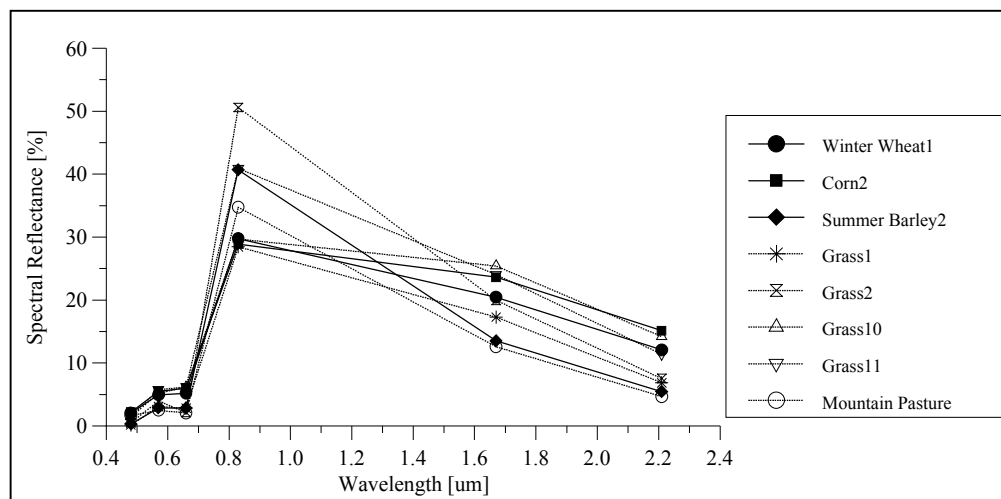


Abb. 7.5: Spektrale Signaturen verschiedener Landnutzungen , bestimmt aus dem LANDSAT TM Bild vom 8. Juli 1995

Um die Klassifikationsergebnisse zu validieren, wurde eine Satz von digitalen Ground Truth-Karten von 1994 und 1995 benutzt. Da die Erstellung dieser Karten sehr aufwendig und kostspielig ist, wurden jeweils nur ausgewählte Gebiete des Testgebietes kartiert. Leider stammen nicht alle Karten aus dem Jahr 1995, so dass die Vergleichbarkeit z.T. etwas eingeschränkt ist. Das betrifft weniger die Unterscheidung zwischen Acker- und Grünlandflächen, da diese nur wenig wechseln, sondern, bedingt durch die Fruchtfolge, die Vergleichbarkeit der Ackerfrüchte. Um einen Überblick über die Klassifikationsgenauigkeit des gesamten Testgebietes zu bekommen, wurden Daten des Statistischen Landesamtes von 1995 herangezogen. Damit ist zwar eine pixelweise Auswertung nicht möglich, aber es kann bestimmt werden, ob die Klassen anteilmäßig richtig erfasst wurden. Das unterstützt zusätzlich zu den regionalen Kenntnissen des Auswerterers die Genauigkeitsabschätzung.

#### 7.4.1 Darstellung der Ergebnisse

Abbildung 7.6 zeigt das ENPOC-Klassifikationsergebnis. Die landwirtschaftlichen Flächen konzentrieren sich auf den Schwemmfächern des flachen Ammertales und die südlich daran angrenzenden Gebiete der Grundmoräne und der Molasse. Nach Süden hin nimmt, bedingt durch die Erhöhung des Niederschlages der Getreideanbau zugunsten des Maisanbaues ab.

Da die Anteile des Ackerbaus an der landwirtschaftlichen Flächen auf Grund der naturräumlichen Änderung nicht überall gleich sind, wird für den Vergleich des Klassifikationsergebnisses mit den Zensusdaten das Gebiet in vier naturräumliche Einheiten (nach WITTMANN 1991) eingeteilt. Tabelle 7.3 zeigt einen Vergleich der Ergebnisse der ENPOC-Klassifikation mit den Zensus Daten. Um die Verbesserung durch die Einbindung von geographischem Wissen zu dokumentieren sind zusätzlich die Ergebnisse einer Klassifikation mit dem Standard Maximum Likelihood-Verfahrens dargestellt.

Die Klassifikation zeigt eine Änderung innerhalb Ambiguitäten zwischen verschiedenen Klassen von Nord nach Süd, die mit der Wachstumsentwicklung korrespondiert. Die Entwicklung der Feldfrüchte und der Schnitttermin der Wiesen ist im südlichen Bereich des Testgebietes gegenüber dem nördlichen um ca. 3 Wochen verzögert. Deshalb gibt es im nördlichen Teil des Testgebietes eine starke Überschneidung zwischen den Maisfeldern, frisch gemähten Wiesen und locker bebauter Siedlung, während im südlichen Teil die Überschneidung vor allem zwischen den verschiedenen Getreidearten und Wiesen unterschiedlicher Mähzustände kommt. Sehr stark tritt dieser Effekt bei den Almwiesen auf.

Tab. 7.3: Vergleich der Klassifikationsergebnisse der ENPOC und Standard ML Klassifikation mit den statistischen Zensusdaten. Dargestellt ist der Anteil der jeweiligen Landnutzung an der gesamten landwirtschaftlichen genutzten Fläche in %.

Naturräumliche Einheit	Anteil in % der landwirtschaftlichen Nutzfläche											
	Mais			Wintergetreide			Sommergetreide			Grünland		
	St	ML	ENPOC	St	ML	ENPOC	St	ML	ENPOC	St	ML	ENPOC
Ammertal	6.5	9.2	9.2	5.8	4.2	4.2	4	2.1	2.1	81	84	84
Jungmoräne	3.2	8.8	2.8	1.6	23.3	4.2	0.9	19.6	2.1	92.6	38.2	91.2
Molassebecken	0.1	1.2	0.2	0.1	29.8	0.2	0.0	20.3	0.4	98.8	36.2	98.1
Flyschregion	0.0	2.3	0.0	0.0	24.8	1.1	0.0	14.5	0.0	100	56.1	98.5

St = Zensusdaten des Statistischen Landesamtes

ML = Standard Maximum Likelihood Verfahren

ENPOC = Fuzzy Logic Classifier

Die Anwendung des wissensbasierten ENPOC-Verfahrens verbessert die Klassifikationsgenauigkeit drastisch (Tab. 7.3). Die einzige Ausnahme ist das Ammertal. Das umfasst den nördlichsten Bereich des Testgebietes, in dem die gewählten Geofaktoren keinen Einfluss zeigen, da es zum einen flach ist, unter 600 m liegt und mit 900 - 1000 mm Jahresniederschlag im Bereich  $PRI = 1$  der Zugehörigkeitsfunktion liegen. Deshalb ist das Ergebnis von ENPOC- und ML-Klassifikation identisch. In allen anderen naturräumlichen Einheiten entsprechen die Ergebnisse der ENPOC-Klassifikation ziemlich genau den statistischen Werten.

#### 7.4.2 Einschränkungen

Es gibt immer wieder Bereiche innerhalb eines Testgebietes, in dem die Einbindung zusätzlicher Information keine Verbesserung bringt, weil es entweder keine Einschränkungen durch die gewählten Geofaktoren gibt, oder spektrale Überschneidungen zwischen Klassen auftreten, die ähnliche *possibilities* haben. In diesen Fällen bleibt die Fehlklassifikation erhalten. Wie gesehen trifft das innerhalb des Ammer-Testgebietes für den Bereich des nördlichen Ammertales zu. Um dieses Problem zu lösen wurde die synergistische Anwendung eines multisensoralen Datensatzes getestet. Am Institut wurden bereits einige Untersuchungen zur Einbindung von ERS.SAR-Daten in multisensorale Klassifikationen durchgeführt, aber auf Grund der Radar typischen geometrischen Verzerrungen, konnten diese Untersuchungen nur in den Gebieten des nördlichen Ammertales durchgeführt werden, die sehr flach sind.

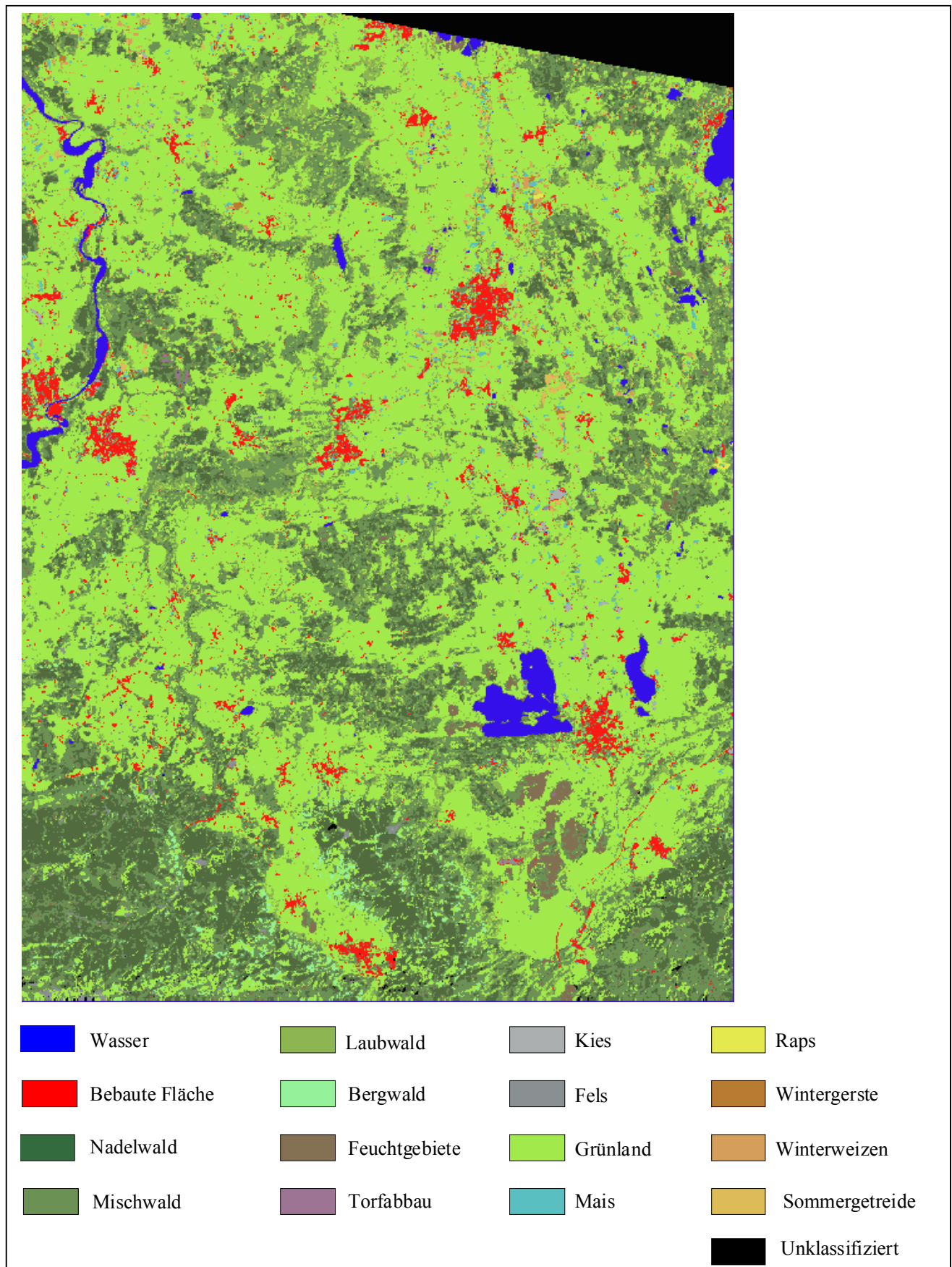


Abb. 7.6: Ergebnis der wissensbasierten Landnutzungsklassifikation des LANDSAT TM Datensatzes vom 8.7.1995 mit dem Klassifikator ENPOC

Basierend auf diese Ergebnisse (siehe ERS-1 - Report), die ein einheitliches Rückstreuverhalten von Wiesen während der Vegetationsperiode zeigten, wurde angenommen, dass das Ergebnis auf das gesamte Testgebiet übertragen werden kann, wenn die notwendigen geometrischen und radiometrischen Korrekturen durchgeführt werden.

Abbildung 7.7 vergleicht das Rückstreuverhalten von einigen Wiesen des nördlichen Testgebietes mit den spektralen Signaturen aus dem TM Datensatz für 1995. Es zeigt sich, dass das Rückstreuverhalten zwar abhängig von der Biomasse und der Bodenfeuchte Unterschiede von bis zu 2.5 dB aufweisen, der verlauf des Rückstreuverhaltens der Wiesen über die Saison hinweg aber eine ähnliches Verhalten zeigt. Im TM hingegen, der nur einen Aufnahmetermin repräsentiert, die spektralen Signaturen sehr unterschiedliche sind.

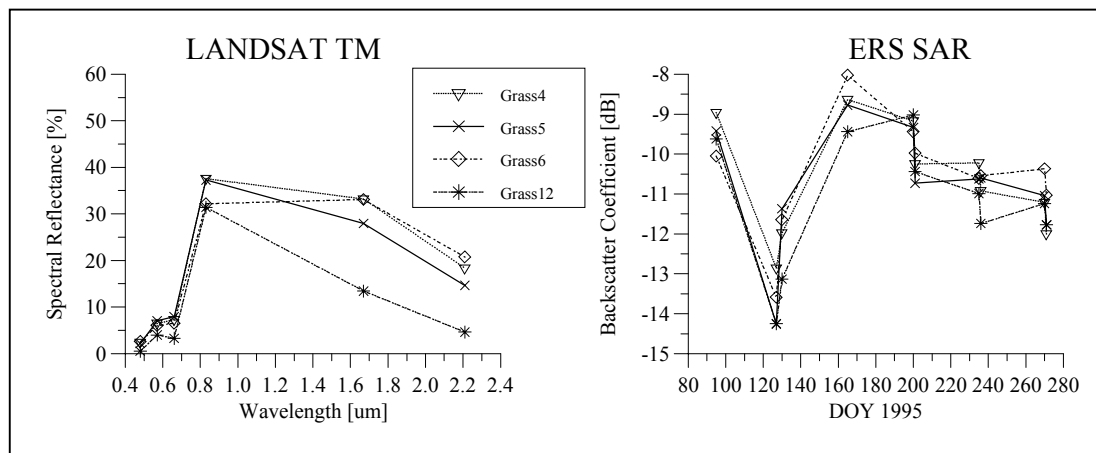


Abb. 7.7: Vergleich des Rückstreuverhaltens während der Vegetationsperiode 1995 und den spektralen Signaturen aus dem TM-Datensatz vom 8. Juli 1995, für ausgewählte Test-Wiesen

## 7.5 Multisensoraler Klassifikationsansatz

Um quantitative Untersuchungen in stark reliefierten Gelände durchführen zu können, ist es notwendig die SAR Daten radiometrisch und geometrisch zu korrigieren. Für diese Untersuchung wurde eine Zeitserie von 10 ERS1/2 Datensätzen des ascending und descending Modes, die während der Vegetationsperiode 1995 aufgenommen wurden verwendet. Die Daten wurden nach dem in Kapitel 5 beschriebenen Verfahren korrigiert (Tab. 7.4). Um die Vergleichbarkeit mit dem TM und GIS Datensatz zu erreichen, wurden die SAR-Daten auf UTM Projektion und 30m · 30m Pixelgröße resampled.

Tab. 7.4: Der verwendete ERS SAR Datensatz

Satellit	Aufnahmedatum	DOY	Satellit	Aufnahmedatum	DOY
ERS-1	05. April 1995	95	ERS-2	20. Juli 1995	201
ERS-1	07. Mai 1995	127	ERS-1	23. August 1995	235
ERS-1	10. Mai 1995	130	ERS-2	24. August 1995	236
ERS-1	14. Juni 1995	165	ERS-1	27. September 1995	270
ERS-1	19. Juli 1995	200	ERS-2	28. September 1995	271

### 7.5.1 Erstellung einer Grünlandmaske

Nach der geometrischen Korrektur der ERS SAR Daten ist es möglich, die gleichen Trainingsgebiete für eine Klassifikation zu verwenden wie bei den LANDSAT TM Daten. In ei-

dem ersten Schritt wurde die Radar Rückstreuung der Trainingsgebiete aller Landnutzungs-klassen berücksichtigt. Abbildung 7.8 zeigt den Verlauf der Rückstreuwerte der verschiedenen Klassen. Dabei zeigt sich eine starke Überschneidung der Klassen Mais, Wintergerste und Winterweizen. Auf Grund ihres sehr ähnlichen Rückstreuverhaltens über die Vegetationsperiode hinweg, können diese Klassen nicht direkt aus den SAR Daten klassifiziert werden. Im Gegensatz dazu haben wiesen auch einen ähnlichen Rückstreuverlauf, was in diesem Fall jedoch positiv ist, lassen sich aber ab August von den anderen Landnutzungen trennen, da um diese Zeit das Getreide geerntet ist und der Mais auf Grund seiner anderen Struktur ein differentes Rückstreuverhalten aufweist. Es ist deshalb zu erwarten, dass Grünland und Nicht-Grünland voneinander getrennt werden können. Um die Datenmenge zu reduzieren wurde eine Hauptachsentransformation auf den ERS Daten angewandt. Die ersten 3 Hauptachsen beinhalten 72,8 % der Variation und wurden für die weiteren Untersuchungen verwendet. Ein weiterer Vorteil besteht darin, dass die Daten nach der Transformation auch GAUSS-verteilt sind und deshalb einer ML Klassifikation unterzogen werden können.

Für die Klassifikation wurden dieselben Grünland-Trainingsgebiete verwendet, wie in der ENPOC-Klassifikation. Abbildung 7.9 zeigt den zeitlichen Verlauf des Rückstreukoeffizienten für alle Grünland Trainingsgebiete während der Vegetationsperiode. Die Mehrzahl der Trainingsgebiete zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf. Einige Trainingsgebiete variieren jedoch stark (Abb. 7.9). Eine genauere Lokalisierung dieser Gebiete haben ergeben, dass es sich dabei um Grünland gebiete mit stark unterschiedlicher Nutzung handelt. Während alle Trainingsflächen der Abbildung 7.9 oben Mähwiesen darstellen, also Flächen, die regelmäßig bewirtschaftet werden, liegen beispielsweise die Flächen Gras 9 und Gras 7 in Naturschutzgebieten. Sie sind sog. Streuwiesen, also Flächen, die nur einmal im Jahr, und zwar im herbst, wenn das Gras trocken ist, gemäht werden. Ganz das Gegenteil dazu ist die Fläche Gras 3, die auf dem Green eines Golfplatzes liegt. Alle diese Flächen fallen auch in die Klasse „Grünland“. Sie sind bereits in den optischen Daten mit ihren spektralen Charakteristika in Erscheinung getreten. Der Anteil dieser Flächen an der Gesamtklasse Grünland ist jedoch sehr gering. Die Trainingsgebiete umfassen somit alle vorkommenden phänologischen Grünlandtypen.

Durch die Klassifikation der ersten drei Hauptkomponenten ist es nun möglich, eine „Grünlandmaske“ zu erstellen. Es werden nur die Klassen „Grünland“ und „andere Nutzung“ unterschieden.

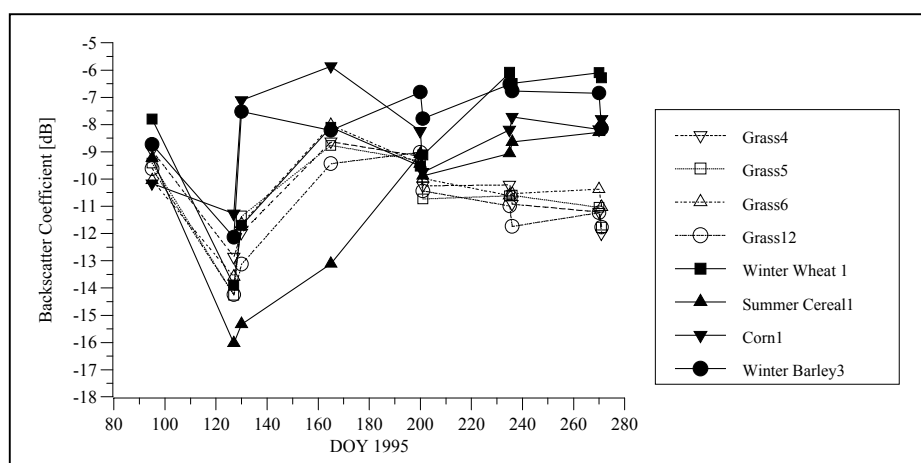


Abb. 7.8: Der Rückstreukoeffizient für Mais, Getreide und Grünland

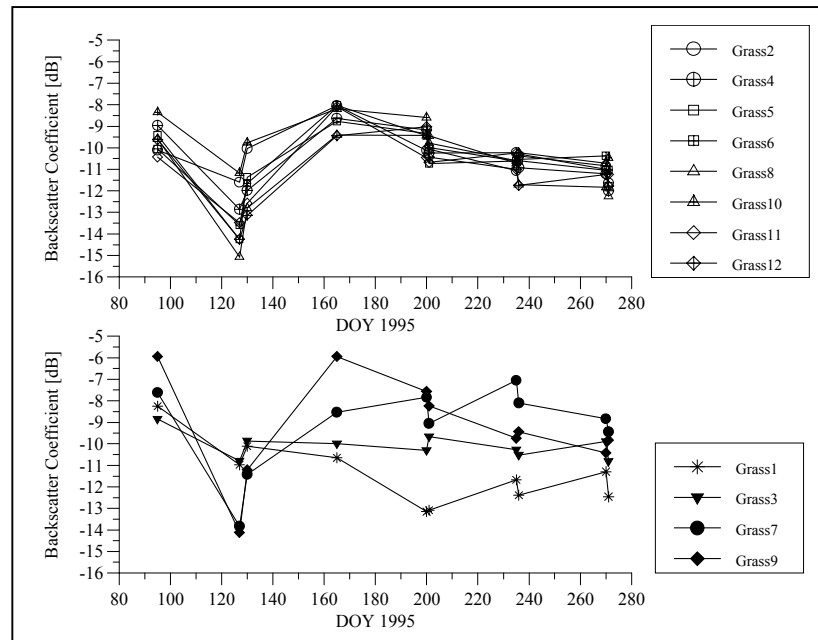


Abb. 7.9: Der Rückstreukoeffizient für die verschiedenen Grünlandtrainingsgebiete

### 7.5.2 Ergebnisse

Durch die Kombination von optischen und Radar Daten kann nun die hohe spektrale Differenzierung der LANDSAT Daten mit der zeitlichen Entwicklung der landwirtschaftlichen Nutzung ergänzt werden und so in den Bereichen, in denen die wissensbasierte Klassifikation keine Verbesserungen bringt zu einer zusätzlichen Information und Verbesserung führen.

Die Grünland-Maske, die aus den multitemporalen ERS Daten erstellt wurde, wird nun mit der ENPOC-Klassifikation passgenau kombiniert. Das Ergebnis geht nun in der Weise in die Klassifikation mit ein, dass wenn die Maske „Grünland“ indiziert, die ENPOC-Klassifikation aber nicht, das Pixel der Klasse Grünland zugeordnet wird.

Diese Vorgehensweise wird dadurch begründet, dass die Validierung der ENPOC-Ergebnisse eine Unterschätzung des Grünland-Anteils in den flachen Gebieten des nördlichen Ammertales gezeigt hat. Gerade die frisch gemähten Wiesen wurden häufig der Klasse Mais zugeordnet.

Für eine Validierung der Ergebnisse wurde eine digitale Landnutzungskarte des Ammertales verwendet. Leider stammt die Karte von 1994, so dass ein pixelweiser Vergleich aller klassifizierten Landnutzungen nicht möglich ist. Bedingt durch die Fruchtfolge wird auf den ackerbaulich genutzten Flächen fast jährlich die Anbaufrucht gewechselt. Da aber bedingt durch die Bodeneigenschaften die Ackerflächen begrenzt sind, kommt es kaum zu Veränderungen zwischen Wiesen und Ackerflächen. Deshalb kann zwischen Grünland und anderer Landnutzung unterschieden werden.

Die visuelle Auswertung der Klassifikationen zeigt, dass bei der alleinigen Verwendung von ERS-Daten die Falschklassifikation vor allem innerhalb der Ackerflächen liegt. Das ist vor allem durch die kleinen Felder bestimmt, so dass verstärkt ein Mischpixel Problem auftritt. Auf der anderen Seite aber wurden die großen Wiesen im Norden des Gebietes innerhalb denen in der ENPOC-Klassifikationen die Fehler auftraten hochgenau klassifiziert.

Durch den Vergleich der verschiedenen Klassifikationsschritte mit der Landnutzungskarte wurden sogenannte „Konsenzbilder“ erstellt. Es zeigt vier Klassen. Das Beispiel für die Gesamtklassifikation zeigt Abbildung 7.10:

- Wiesen korrekt klassifiziert
- Andere Landnutzung korrekt klassifiziert
- Falsch klassifiziert: „andere Landnutzung“ wurde als Grünland klassifiziert
- Nicht klassifiziert: Grünland wurde als „andere Nutzung“ klassifiziert

Eine Auswertung der ENPOC-Klassifikation ergab, dass 83.4 % des Grünlandes richtig klassifiziert wurde. Es wurden aber auch 21 % der anderen Landnutzung als „Grünland“ erkannt, was eine Überschätzung der Klasse Grünland bedeutet. Das wird z.T. durch einen Blick auf die Karte jedoch relativiert. Die Landnutzungskarte generalisiert im Bereich Siedlung und Wald sehr stark. Beide Klassen werden als einheitliche Fläche kartiert, was jedoch nicht richtig ist. Ca. 10 % der „falsch“ klassifizierten Pixel liegen in den Waldflächen. Hier ist die Klassifikation genauer als die Karte.

Bei der Klassifikation des multisensoralen Datensatzes stieg der Anteil der richtig klassifizierten Grünlandpixel signifikant um 5.7 % auf 89.1 % an. Das ist ein bemerkenswert hohes Ergebnis.

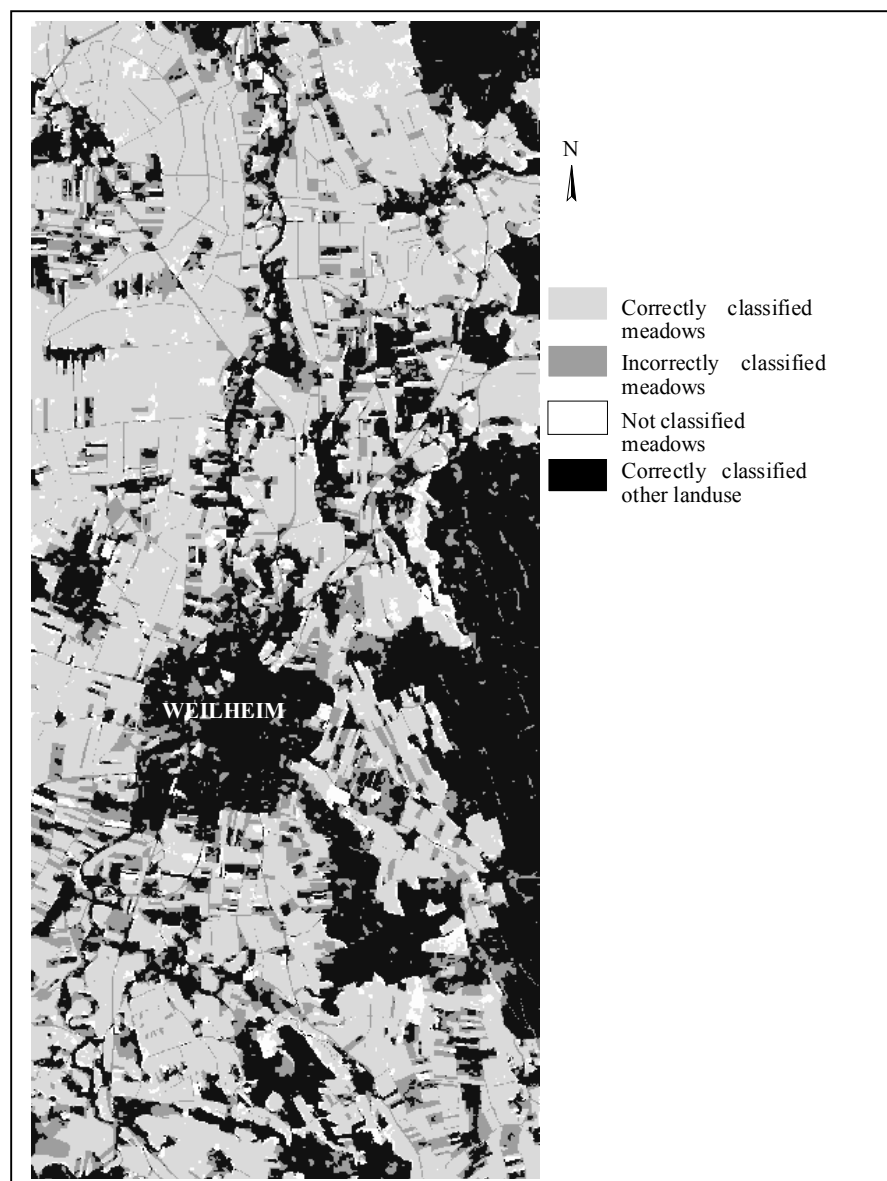


Abb. 7.10: Das „Konsenzbild“ des multisensoralen Klassifikationssatzes (ENPOC und ERS Grünland Maske)



## 8 Ableitung der Globalstrahlung

### 8.1 Einführung

Bei der konventionellen Berechnung des Energieaustausches zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre liegt ein Problem in der Bestimmung der über die Sonnenstrahlung verfügbaren Energie. In der Strahlungsbilanz spielt die Globalstrahlung die entscheidende Rolle. Sie wird i.d.R. von wenigen Stationen gemessen und muss dazwischen interpoliert werden, wenn man die räumliche Verteilung erhalten will. Diese Interpolation ist schwierig, da scharf abgegrenzte Wolken eine abrupte Änderung der Strahlungsfelder auf der Erdoberfläche hervorrufen und man es damit nicht mit einem sich stetig ändernden Feld zu tun hat. Interpolationsfehler liegen leicht in der Größenordnung von 100 %.

Die Fernerkundung bietet auch bei dieser Fragestellung die Möglichkeit, flächendeckende Informationen zu liefern, wodurch Interpolationen vermieden werden. Allerdings kommt die Fernerkundung nicht ohne zusätzliche Bodendaten für Eich- und Kontrollmessungen aus.

Es wurde ein Verfahren entwickelt, um aus METEOSAT-Zeitserien die für die Verdunstung wichtige Bewölkung und Globalstrahlung in 2-stündiger Auflösung abzuleiten (MÜCK 1996). Dies war bis jetzt vom DWD nur auf täglicher Basis möglich. Das entwickelte Verfahren bietet gegenüber der bisher üblichen räumlichen Interpolation von Stationsmesswerten eine gesteigerte Genauigkeit bei der Erfassung der räumlichen Globalstrahlung.

Basierend auf den Messungen der einzigen DWD-Strahlungsmessstation im Untersuchungsgebiet (Hohenpeißenberg) wurde ein Modell entwickelt, das die im METEOSAT-VIS-Kanal aufgezeichneten Werte in Strahlungswerte umwandelt. Die Werte repräsentieren die Intensität der reflektierten Sonnenstrahlung an der Wolken- bzw. Erdoberfläche. Hierbei wird für jeden Monat die Helligkeit der Erdoberfläche aus wolkenfreien Bildern zusammengesetzt. Diese Helligkeit der Erdoberfläche wird mit der gemessenen Helligkeit verglichen und aus diesem Vergleich der Bewölkungsgrad bestimmt. Der Bewölkungsgrad dient zusammen mit der Uhrzeit und der vorherrschenden Bewölkung als Eingabe in ein Strahlungsmodell, das daraus die Globalstrahlung berechnet.

### 8.2 METEOSAT-VISSR-Daten

Im Rahmen des Projektes wurde eine METEOSAT-Zeitreihe für ein halbes Jahr, bestehend aus 7196 Bildern, analysiert. Zur Beobachtung der stark variablen Atmosphärenzustandes werden Aufnahmen von einem relativ großen Gebiet in hoher zeitlicher Auflösung benötigt. Deshalb befindet sich der meteorologische Satellit METEOSAT auf einer geostationären Umlaufbahn in großer Entfernung von der Erde. Diese Umlaufbahn ermöglicht die Erfassung des immer gleichen Erdausschnittes.

Das Sensorensystem VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer) besitzt vier Kanäle: zwei im visuellen Bereich ( $0.4 - 0.9 \mu\text{m}$ ), einen im infraroten Bereich der Wasserdampfabsorption ( $5.7 - 7.1 \mu\text{m}$ ) und einen im thermalen Infrarot ( $10.5 - 12.5 \mu\text{m}$ ). Letzterer ist im Bereich der von der Erde emittierten Strahlung sensitiv.

Die räumliche Auflösung der Kanäle im sichtbaren Bereich beträgt  $2.5 \cdot 2.5 \text{ km}$ , für die Infrarotkanäle  $5 \cdot 5 \text{ km}$ . Dies gilt genaugenommen nur für den Subsatellitenpunkt bzw. Nadir.

Die METEOSAT-Daten werden seit 1994 an der institutseigenen Nutzerstation (Primary Data User Stations (PDUS)) empfangen. Die Daten werden zuvor im ESOC (Darmstadt) in Echtzeit kodiert und in voller radiometrischer und räumlicher Auflösung an die PDUS-Stationen gesendet (BRIDGE 1992, KRAMER 1994).

Die Geokodierung, die für eine multitemporale Betrachtung und für meteorologische Auswertungen notwendig ist, gliedert sich in drei Teilschritte (MÜCK 1996). Die geometrische Deformation des Bildes wird durch verschiedene Parameter des Aufnahmesystems charakterisiert. Diese Parameter beinhalten die physikalischen Phänomene der Umdrehungsgeschwindigkeit des Satelliten, Flugbahn und Stellung des Satelliten, Satellitenparameter, die auf die Radiometerstellung zurückzuführen sind, Ost-West-Zentrierung der Erdscheibe sowie die Radiometerposition des südlichen und nördlichen Horizonts. Die Umdrehungsgeschwindigkeit wird mit der Zeitnahmeeinrichtung des Satelliten überprüft. Flugbahn und Satellitenstellung werden mit Hilfe der Telemetrie für die folgenden Tage bestimmt. Die Abgrenzung der Erdscheibe in Nord-Süd- bzw. in Ost-West-Richtung erfolgt mit dem thermalen Infrarotkanal, da in diesem Wellenlängenbereich gut zwischen Weltraum und Atmosphäre unterschieden werden kann.

Der zweite Schritt ist die Berechnung einer Deformationsmatrix für einige Rasterpunkte unter Verwendung eines mathematischen Modell nach WOLFF (1985), das auf den vorher bestimmten Satellitenparametern basiert. Es werden Vektoren definiert, die die Differenz zwischen einem Referenzbild und dem aktuellen Rohbild darstellen. Für dieses Referenzbild werden nominale Bedingungen angenommen. Es wird damit ein Bild definiert, mit dem für jedes aktuelle Bild die Deformationsmatrix berechnet werden kann. Im folgenden wird entsprechend der für einige Pixel berechneten Deformationsmatrix zwischen den Pixel interpoliert, um für alle Bildpunkte die Deformation zu erhalten (DIEKMANN 1994). Dann werden alle Pixel von ihrer aktuellen Position in die Referenzposition gebracht. Jedem Bildpunkt wird ein neuer Grauwert nach der Nearest Neighbour Methode zugewiesen. Damit ist die Geocodierung abgeschlossen und jede Zeile und Spalte, die die ESOC per Satellit verteilt, hat für jedes METEOSAT-Bild die gleiche geographische Breite und Länge.

Diese vorprozessierten Daten wurden am Institut radiometrisch kalibriert und geometrisch transformiert, wobei die radiometrische Kalibrierung lediglich für die IR-Kanäle durchgeführt wurde. Da in diesem Projekt nur mit dem visuellen Kanal gearbeitet wird, wird im folgenden auf die Kalibrierung nicht näher eingegangen.

Die geometrische Transformation erfolgt in zwei Schritten. Zunächst werden Zeilen und Spalten in geographische Koordinaten umgerechnet. In diese Umrechnung gehen Satellitenparameter (Entfernung Erde – Satellit), Radiometerangaben und Parameter der Erdkugel (Erdradius am Äquator, polarer Erdradius und Abplattungskoeffizient der Erde) ein. Anschließend werden diese geographischen Koordinaten in UTM-Koordinaten transformiert. Das verwendete Interpolationsverfahren ist die Nearest Neighbour Methode. Die räumliche Auflösung wird auf  $5 \cdot 5$  km festgelegt. Eine höhere Auflösung ist nicht empfehlenswert, da die reelle Auflösung der Infrarotkanäle (hier auch der VIS-Kanal) im Bereich Süddeutschlands in Nord-Süd-Richtung bei 8 km und in Ost-West-Richtung bei 5 km liegt (MAUSER & BACH 1995).

### **8.3 Modellierung der Globalstrahlung unter Einfluss der Wolken**

Die Globalstrahlung kann für eine Standard-Clear-Sky (SCS)-Atmosphäre hinreichend gut modelliert werden (MÜCK 1996). Von Interesse ist jedoch die Modellierung der Globalstrahlung unter Einfluss der Bewölkung. Anhand einer Auswertung von stündlichen Summen der solaren Strahlungsflussdichte und der gleichzeitigen Beobachtung des Bedeckungsgrades ergibt sich ein funktionierender Zusammenhang zwischen dem Verhältnis der Globalstrahlung

unter Wolken zu der SCS-Globalstrahlung und dem Bedeckungsgrad, ausgedrückt in Achtel (KASTEN & CZEPLAK 1980). Es kann bei gleichem Sonnenzenitwinkel für  $G(N)$  und  $G(0)$  folgendermaßen parametrisiert werden:

$$G(N)/G(0) = 1 - a \cdot (N/8)^b \quad \text{Gl. 8.1}$$

$G(N)$  = Globalstrahlung unter der aktuellen Bewölkung

$G(0)$  = SCS-Globalstrahlung

$N$  = Wolkenanteil am Himmel, ausgedrückt in Achtel

### 8.3.1 Ableitung des effektiven Bedeckungsgrades

Da die Reflexion und die Transmissivität von Wolken für die Sonneneinstrahlung zu einem hohen Maß negativ korreliert, besteht die Möglichkeit, den effektiven Bedeckungsanteil der Bewölkung aus dem visuellen Kanal des METEOSAT zu gewinnen. Der am Satelliten gemessene Strahlungsfluss setzt sich aus der von der Erdoberfläche reflektierten Strahlung, die von der Sonnenhöhe abhängig ist ( $M_{S1}$ ), und der von optisch dicken Wolken reflektierten Strahlung ( $M_{S2}$ ) zusammen. Somit ergibt sich für die aufwärts gerichtete Strahlungsdichte  $M_S$  folgende Gleichung:

$$M_S = (1 - C) \cdot M_{S1} + C \cdot M_{S2} \quad \text{Gl. 8.2}$$

$C$  = effektiver Bedeckungsgrad (mit  $0 \leq C \leq 1$ )

Demnach ist der effektive Bedeckungsgrad  $C$ :

$$C = \frac{M_S - M_{S1}}{M_{S2} - M_{S1}} \quad \text{Gl. 8.3}$$

Hierbei wird also der effektive Bedeckungsgrad als Verhältnis der Differenzen der aktuellen aufwärts gerichteten Strahlungsdichte und der hypothetischen Werte für den wolkenfreien und bedeckten Zustand parametrisiert (DIEKMANN et al. 1988).

Nimmt man isotrope Rückstrahleigenschaften beider Komponenten an, so kann der mittlere effektive Bedeckungsgrad aus den Satellitendaten folgendermaßen gewonnen werden:

$$C = \frac{L_{\text{val}} - L_{\text{min}}}{L_{\text{max}} - L_{\text{min}}} \quad \text{Gl. 8.4}$$

$L_{\text{val}}$  = aktueller METEOSAT-Grauwert

$L_{\text{min}}$  = Monatlich bestimmter kleinster Grauwert eines Pixels für eine konstante Tageszeit (unbedecktes Pixel)

$L_{\text{max}}$  = durch statistische Aneichung gewonnener Grauwert für 100 %-Bedeckung

Das operationelle Aufnahmesystem METEOSAT liefert Daten in halbstündiger Auflösung. Mittels dieser Daten wird im Modell der Bedeckungsgrad durch statistische Auswertung längerer Datenreihen abgeleitet.

Da zur vorgestellten flächenhaften Strahlungsmodellierung die Geländehöhe bekannt sein muss, wird ein DGM benötigt. Für das Eichen einiger Parameter des Strahlungsmodells werden Stationsmessungen des Deutschen Wetterdienstes und des Agrarmeteorologischen Dienstes verwendet.

$L_{\text{val}}$  ist die aktuelle vom Satelliten gemessene Strahlungsdichte. Um  $L_{\text{min}}$  zu erhalten, wurde der Minimumcount eines Monats für einen konstanten Zeitpunkt bestimmt. Ein Minimumcount eines Monats ist der kleinste Grauwert der für eine konstante Tageszeit an dem jeweils betrachteten Pixel mit dem Satellit gemessen wurde. Dieser Minimumcount soll die gemessene Strahlungsdichte repräsentieren, die von der Erdoberfläche bei einer wolkenfreien Atmosphäre ausgeht.

### 8.3.2 Bestimmung des Grauwertes für $L_{\text{max}}$

Für die Gewinnung des Grauwertes  $L_{\text{max}}$ , der die Reflexion einer optisch dicken Wolkenoberfläche repräsentiert, wurden Messwerte der DWD-Stationen mit Modellwerten verglichen und  $L_{\text{max}}$  für die geringste Abweichung von Modell und Messung optimiert. Um den  $L_{\text{max}}$ -Wert zu erhalten, der unabhängig von geographischer Breite, Tages- und Jahreszeit ist, wird er als sonnenzenitkorrigiert angenommen. Damit diese Annahme korrekt ist, muss auch  $L_{\text{val}}$  und  $L_{\text{min}}$  auf eine senkrechte Sonneneinstrahlung normiert werden:

$$L_1 = L_0 / \cos \zeta \quad \text{Gl. 8.5}$$

$L_1$  = sonnenzenitkorrigierter Grauwert

$L_0$  = Grauwert

$\zeta$  = aktueller Sonnenwinkel

Hierfür muss die Reflexion der Sonnenstrahlen von Wolken- und Erdoberfläche dem Gesetz nach LAMBERT entsprechen, d.h. die Reflexion erfolgt diffus und in alle Richtungen gleich stark (isotrope Reflexion bzw. Streuung) (KAUFMANN 1989).

Mit dem Ansatz nach DIEKMANN et al. (1988) (modifiziert MÜCK 1996) wird nun die Globalstrahlung unter Berücksichtigung der Bedeckungsgrade aus METEOSAT-Daten gewonnen:

$$G(N)/G(0) = 1 - 0.8 \cdot C^{3.2} \quad \text{Gl. 8.6}$$

$C$  = effektiver Bedeckungsgrad

$G(0)$  = SCS-Globalstrahlung

Der Wert für  $L_{\text{max}}$  ist ein statistisch geeichter Modellparameter, der die Reflexion einer mittleren optisch dicken Bedeckung repräsentiert.

## 8.4 Globalstrahlungsdaten der Stationsmessnetze

### 8.4.1 Messungen des Deutschen Wetterdienstes

Im Strahlungsnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sind an allen Stationen Pyranometer im Einsatz. Diese Pyranometer messen auf einer horizontalen, ebenen Fläche die vom oberen Halbraum einfallende Strahlung im Spektralbereich von 0.3-2,7  $\mu\text{m}$ .

Erhältlich sind die Messdaten monatsweise beim Wetteramt München. Sie enthalten die Stundensummen jedes Kalendertages des betreffenden Monats, Vormittags- und Nachmittagssummen, Tagessummen sowie Dekadenmittel und monatliche Extremwerte. Diese Werte sind in der Einheit  $\text{J}/\text{cm}^2$  angegeben. Die Stundensummen  $[\text{J}/\text{cm}^2]$  werden durch zeitliche Integration der Bestrahlungsstärke  $[\text{W}/\text{m}^2]$ , die kontinuierlich und minütlich vom Pyranometer ge-

messen wird, gewonnen. Da im folgenden jedoch die Bestrahlungsstärke modelliert wird, müssen die Stundensummen in Bestrahlungsstärken umgerechnet werden:

$$W_{\text{m}}^{-2} = J_{\text{cm}}^{-2} \cdot \frac{10000}{3600\text{s}} \quad \text{Gl. 8.7}$$

Bei dem so berechneten Momentanwert handelt es sich um die mittlere Bestrahlungsstärke einer Stunde (VDI 1986).

#### 8.4.2 Messungen des Bayerischen Agrarmeteorologischen Messnetzes

Da die Stationsdichte der DWD-Strahlungsmessnetzes zu gering ist, wurde das bayerische Agrarmeteorologische Messnetz hinzugenommen. An diesen werden Silizium-Fotoelemente, die die Globalstrahlung nur annähernd erfassen, verwendet. Nachteile bei der Erfassung der Globalstrahlung mit Hilfe der Silizium-Fotoelemente gegenüber dem Pyranometer ist die andere spektrale Empfindlichkeit (0.35-1.0  $\mu\text{m}$ ) und die optisch bedingte schlechtere Absorption bei geringeren Einfallswinkeln der direkten Sonneneinstrahlung (VDI 1991). Die Messdatenregistrierung erfolgt an der Station jede Sekunde, wobei alle 10 Minuten ein Mittelwert gebildet und abgespeichert wird. Aus den 10-Minuten-Mittelwerten werden stündliche Mittel der Bestrahlungsstärke [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] berechnet.

Da das Agrarmeteorologische Messnetz zur flächenhaften Validierung genutzt werden soll, wurden die Werte des relativ ungenauen Messverfahrens mittels der DWD-Messdaten korrigiert. Dazu musste zunächst eine zeitliche Anpassung der Messdaten durchgeführt werden. Über eine lineare Regressionsrechnung zwischen den als qualitativ gut einzuschätzenden DWD-Daten und den agrarmeteorologischen Daten musste ein Faktor gefunden werden, der die reduzierte Empfindlichkeit der Messgeräte ausgleichen sollte.

### 8.5 Flächenhafte Modellierung der Globalstrahlung und Validierung

Das zur flächenhaften Modellierung verwendete Programm (PDUSGLOB) berechnet die Globalstrahlung [ $\text{W}/\text{m}^2$ ], die diffuse Einstrahlung [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] und den effektiven Bedeckungsgrad [%]. Die Höheninformation wird aus dem digitalen Geländemodell MilGEO in UTM-Projektion, das auf eine räumliche Auflösung von  $5 \cdot 5 \text{ km}$  hochskaliert wurde, genommen. Eingabeparameter in das Strahlungsmodell sind der Bewölkungsgrad zusammen mit der Uhrzeit und der vorherrschenden Bewölkung.

Abbildung 8.1 zeigt einen Vergleich der mit METEOSAT-Daten berechneten Strahlung und der gemessenen Strahlung. Nachdem das Modell mit einer Station des DWD für die oberbayerische Bewölkungsverhältnisse geeicht wurde, wurde ein Vergleich mit den Strahlungsmessungen der 23 Stationen des Bayerischen Agrarmeteorologischen Messnetzes (unabhängig vom DWD) im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Dieser Vergleich zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen METEOSAT-Simulation und Messung.

Die räumliche Verteilung der interpolierten Messergebnisse wurde für einen bestimmten Zeitpunkt mit den aus den METEOSAT-Bildern abgeleiteten Strahlungsfeldern verglichen. Dabei war ein großer Unterschied zwischen den interpolierten und gemessenen Strahlungsfeldern zu erkennen, obwohl an den Stationen die gemessenen und modellierten Strahlungswerte beinahe identisch waren. Das Differenzbild zeigte deutlich gravierende Abweichungen des Interpolationsergebnisses von der aus der Bewölkung abgeleiteten Strahlungsmuster. Dies ist aufgrund der hohen Messnetzdichte durch das Agrarmeteorologische Messnetz in Bayern in diesem Bereich erstaunlich. Daraus kann die Größenordnung, in der sich die Fehler bei der

Bestimmung von Strahlungsfeldern aus Punktmessungen bewegen können, abgeschätzt werden.

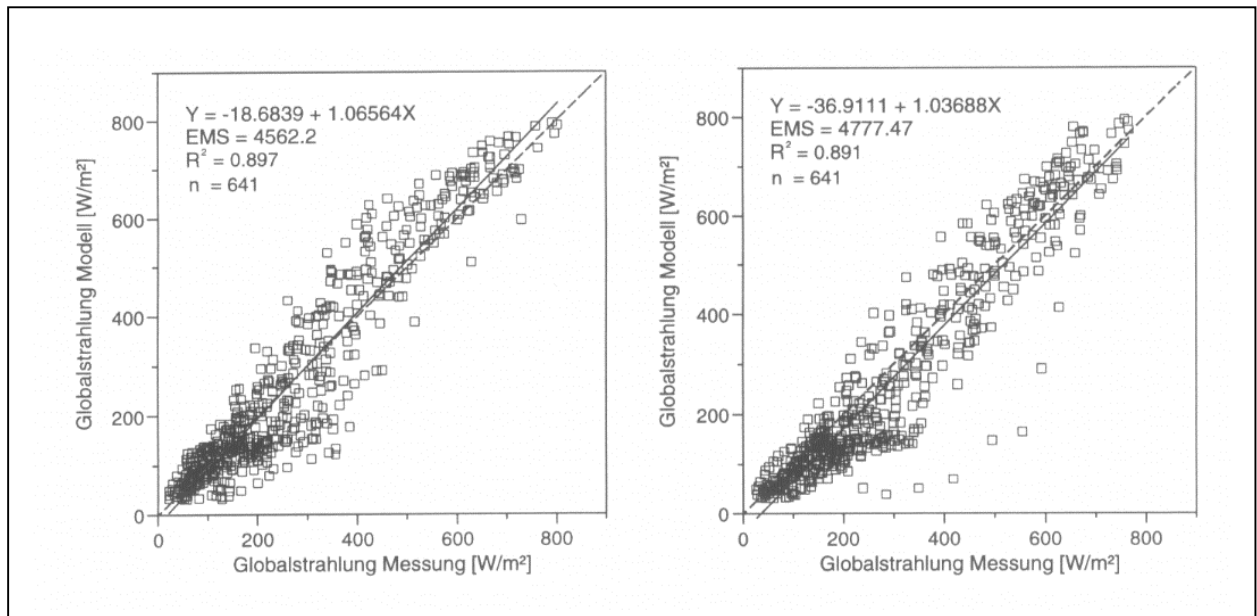


Abb. 8.1: Regressionsanalyse zwischen den halbstündigen Werte der Globalstrahlung bestimmt mit METEOSAT und einem Wolkenmodell und den Messungen der agrarmeteorologischen Messstationen Bayerns (links Station 58, rechts Station 80) (MÜCK 1996)

## 9 Ableitung der Albedo

### 9.1 Einführung

Zeitreihen von optischen Sensoren mit kurzen Repetitionsraten können dazu benutzt werden, die in den hydrologischen Modellen benötigten Pflanzenparameter und ihre Dynamik zu bestimmen. Für die hydrologische Modellierung ist die Albedo ein wichtiger Eingabeparameter. Sie bestimmt die Energiemenge, die für die Evapotranspiration zur Verfügung steht.

Für die Ableitung der Albedo aus optischen Sensoren sind momentan kaum geeignete Sensoren verfügbar. Zunächst wurde eine Auswertung von NOAA-Daten im Hinblick auf die Landnutzung und die Ermittlung der Albedo durchgeführt. Zwar können diese Daten wesentlich kleinräumiger ( $30 \cdot 30$  m) und mit besserer spektraler Auflösung (6 Kanäle) aus LANDSAT-Daten gewonnen werden, der Nachteil dieses Aufnahmesystems ist aber die geringe Repetitionsrate von 16 Tagen. Durch die hohe Repetitionsrate der NOAA-Satelliten von mehreren Überflügen pro Tag können weitaus mehr wolkenfreie Bilder als beim LANDSAT empfangen werden.

Die räumliche Auflösung des NOAA-AVHRR ist für diese Untersuchung mit  $1 \cdot 1$  km relativ gering. Seit Anfang 1997 sind jedoch für die Landanwender Daten der Sensorsysteme MOS und WIFS des indischen Satelliten IRS mit einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung verfügbar. Die grundlegenden Verfahren für die Ableitung der Albedo aus Fernerkundungszeitreihen optischer Sensoren fehlen weitgehend für reliefiertes Gelände mit ausgeprägten Höhenunterschieden. So sind kaum Verfahren bekannt, die in der Lage sind, den unterschiedlichen Einfluss der atmosphärischen Streuung mit der Höhe und der Exposition zu korrigieren. Aus diesem Grund wurden zunächst NOAA-Zeitreihen herangezogen, um die grundlegenden Verfahren zu entwickeln, die später ohne Anpassung auch auf die anderen Sensoren übertragbar waren.

### 9.2 Ableitung der Albedo aus NOAA-AVHRR-Daten

#### 9.2.1 Empfang der NOAA-AVHRR-Daten

NOAA-AVHRR-Daten werden seit 1995 mit der am Institut für Geographie vorhandenen Empfangsstation aufgezeichnet. Die Sicherung der Daten erfolgt auf Exabyte unter Verwendung des Programms TAPEWARE. Eine ACCESS-Datenbank, in der zu jedem empfangenen Bild Informationen und ein Bitmap hinterlegt sind, wurde aufgebaut und die Pflegeroutinen entwickelt. Über die Filterfunktion können verschiedene Auswahlkriterien eingegeben werden, so dass aus der großen Datenmenge schnell die gesuchten Bilder extrahiert werden können.

#### 9.2.2 Datensatz und Datenaufbereitung

Zur Auswertung der NOAA-Daten müssen die Originaldaten mehreren Prozessierschritten unterzogen werden. Für die Ermittlung der klimatologischen Albedo wurden die Kanäle 1 und 2 verwendet. Die Software für die Prozessierung wurde am Institut entwickelt.

Zunächst wird das Bild navigiert, d.h. entzerrt und in ein UTM-Gitter eingepasst. Um die Datenmenge zu reduzieren, wird ein Bildausschnitt von  $768 \cdot 1024$  Pixel gewählt, der von Süddeutschland bis nach Mittelitalien reicht und den gesamten Alpenraum umfasst. Für die Aufbereitung der NOAA-Zeitreihen wurden Programme zur automatischen Entzerrung und Re-

flexionskalibrierung der empfangenen Daten entwickelt. Bisher verfügbare Standard-Software erlaubt es lediglich, NOAA-Bilder auf ca. 5 km genau ( $\pm 3$  Pixel) automatisch zu navigieren. Das entwickelte Verfahren sucht automatisch Passpunkte und entzerrt die vornavigierten Bilder ohne Interaktion. Dies ermöglicht den operationellen Aufbau von Zeitserien für die automatische Bestimmung von Albedo und auch Vegetationsparametern.

Da für die Reflexionskalibrierung Angaben zum Aufnahmewinkel, d.h. über den Spaltenabstand jedes Pixels vom Nadir, benötigt werden, wird aus den Originaldaten ein Bild mit entsprechender Information erstellt. Für die radiometrische Aufbereitung der Daten wurden folgende Programmbausteine realisiert:

- Kalibrierung der Grauwerte mit zeitlicher Anpassung
- Atmosphärenkorrektur mit LOWTRAN-7 unter Berücksichtigung des Sensorzenitwinkels, der Geländehöhe und verschiedener Atmosphärenschichtungen

### 9.2.3 Atmosphärenkorrektur

Sowohl für die multitemporale und multisensorale Auswertung der Daten als auch für die Berechnung der klimatologischen Albedo muss eine Korrektur des Atmosphäreinflusses vorgenommen werden.

Die Atmosphärenkorrektur wurde mit LOWTRAN-7 durchgeführt. LOWTRAN-7 ist ein Strahlungstransfermodell, das vom Air Force Geophysics Laboratory, USA, entwickelt wurde und als Public Domain Software zur Verfügung steht. LOWTRAN-7 berechnet die Strahldichte am Sensor unter der Annahme eines bekannten Albedowertes für die Erdoberfläche unter Berücksichtigung des Sensorzenitwinkels, der Geländehöhe und verschiedener Atmosphärenschichtungen. Die dabei zu berücksichtigenden Prozesse sind die solare Einstrahlung, die Molekül- und Aerosolabsorption und die Einfach- und Mehrfachstreuung durch Moleküle und Aerosole. Für diese Berechnung werden als Eingabeparameter die Aufnahmegeometrie mit Sensor- und Sonnenzenitwinkel und relativem Azimut, die Gelände- und Sensorhöhe, sowie der Aufbau der Atmosphäre durch Standardatmosphärenmodelle oder Radiosondenprofile und die aktuelle Sichtweite zur Ermittlung des Aerosolgehaltes benötigt.

Die Atmosphärenkorrektur einer Szene erfordert eine differenzierte Verarbeitung der einzelnen Pixel in Bezug auf den Sensor-Zenitwinkel, den Aufbau der Atmosphäre und das Relief. Da es aufgrund der intensiven Laufzeiten bei der Atmosphärenmodellierung nicht möglich ist, für jedes einzelne Pixel eine eigene Prozessierung durchzuführen, wird für verschiedene Bedingungen im Bild die Strahlung modelliert und pixelweise eine Interpolation durchgeführt.

Es wurde ein umfangreiches Programm entwickelt, das die variable Strahlungsmodellierung und Reflexionskalibrierung der Bilder steuert. Im ersten Schritt wurde die variable Eingabe des Sensor-Zenitwinkels und der Atmosphärenbedingungen realisiert, die Berücksichtigung des Reliefs über ein DGM erfolgt später.

Der Aufbau der Atmosphäre kann aus Standardmodellen ermittelt werden oder über Radiosondenprofile eingegeben werden. Für Süddeutschland gibt es die Stationen München und Stuttgart, für die der Deutsche Wetterdienst (DWD) um 12 Uhr Radiosondenprofile aufzeichnet und veröffentlicht. Der Sensorzenitwinkel variiert bei NOAA bis zu  $55.4^\circ$  zu beiden Seiten vom Nadir.

Das Verfahren wurde auf zahlreiche Bilder angewendet. Als Ergebnis der Atmosphärenkorrektur erhält man ein Bild mit der Oberflächenalbedo [%] in den Kanälen 1 und 2. Die Bewertung der Ergebnisse erfolgt durch einen Vergleich der berechneten Daten untereinander und mit Angaben aus der Literatur. Größere Differenzen ergeben sich vor allem aufgrund der mangelnden Kalibrierdaten. Diese Kalibrierdaten werden für die Umrechnung der Grauwerte in Strahldichte [ $\text{W/m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$ ] benötigt. Da der Sensor für die Kanäle 1 und 2 keine



Inflight-Kalibrierung durchführt, müssen Preflight-Kalibrierdaten verwendet werden. Aus zahlreichen Veröffentlichungen (z.B. CHE und PRICE 1992) ist bekannt, dass durch den Alterungsprozess des Sensors diese Daten zeitlich angepasst werden müssen. Für den NOAA-14, der erst seit Dezember 1994 im Orbit ist, liegen allerdings keine Ergebnisse über seinen Alterungsprozess vor. Durch Vergleich der NOAA-14-Bilder mit denen anderer NOAA-Satelliten, vor allem mit NOAA-9, werden Möglichkeiten zur Verbesserung der Preflight-Kalibrierdaten für NOAA-14 gesucht.

#### 9.2.4 Ergebnis

Als Ergebnisse für die Berechnung der Albedo sind in Abbildung 9.1 zwei Szenen von Süddeutschland aus dem Jahr 1996 dargestellt, die allerdings ohne Berücksichtigung der Geländehöhe prozessiert sind. Abbildung 9.2 zeigt eine Zeitreihe der Albedo vom Ammer-Einzugsgebiet (großräumig) aus dem Jahr 1995, die unter Verwendung des Digitalen Geländemodells aufbereitet ist. Albedowerte über 30 % kennzeichnen entweder Wolkenfelder oder Schnee (Bild vom 10.3.1995).

Anhand der umfangreichen Geländedaten über Wuchshöhe, Biomasse und Mahdtermine aus dem Untersuchungsgebiet konnten unter Verwendung der NOAA-Daten die bisher im Modell eingesetzten Albedowerte für Wiesen aus der Literatur verbessert werden. Abbildung 9.3 zeigt eine Gegenüberstellung der Literaturwerte für die Wuchshöhe und die Albedo mit den Geländedaten bzw. NOAA-Daten. Dazu wurden 21 NOAA-Szenen aus den Jahren 1995 und 1996 ausgewertet.

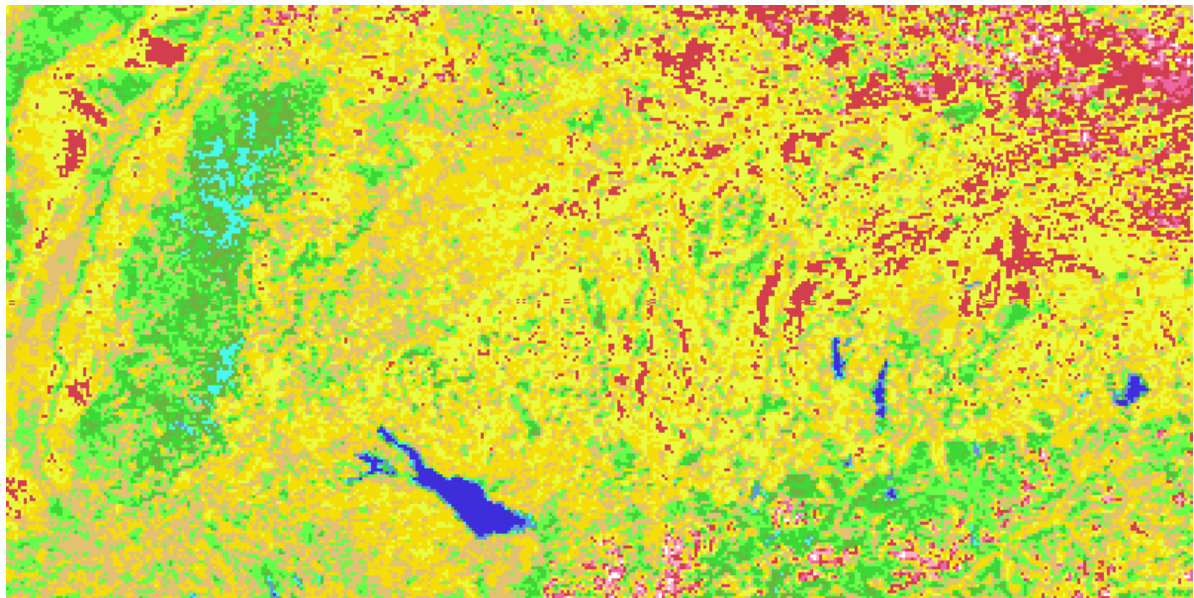
### 9.3 Verwendung weiterer optischer Sensoren

#### 9.3.1 Einführung

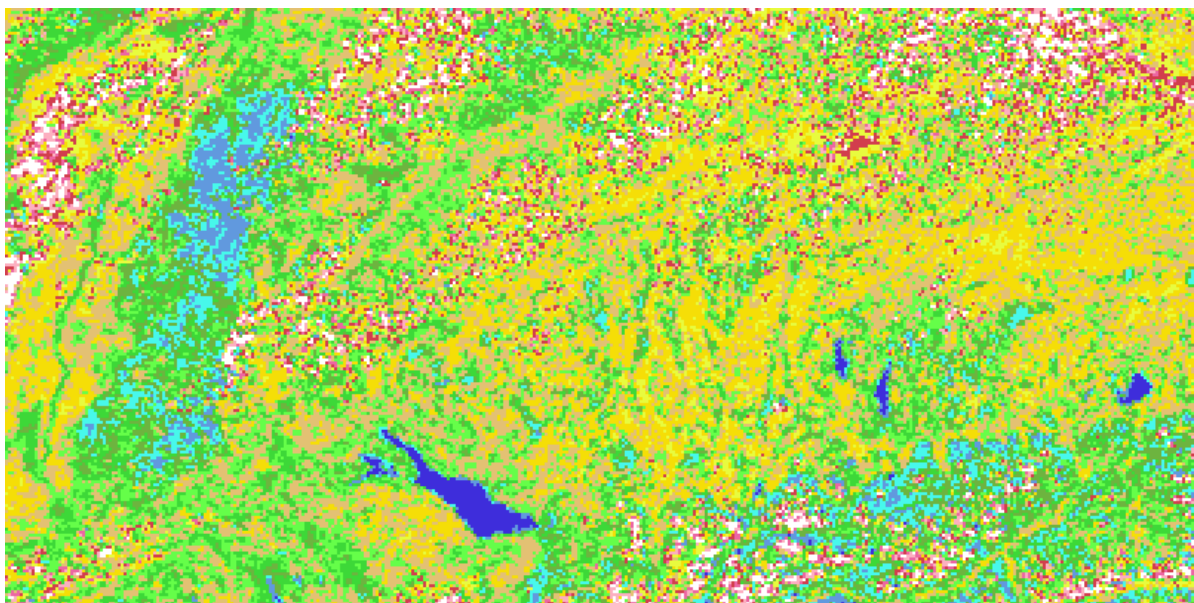
Um die räumliche und zeitliche Auflösung zu verbessern, bietet sich eine Kombination unterschiedlicher Sensorsystemen an.

Zur Verbesserung der räumlichen Auflösung war geplant, ADEOS-OCTS-Daten mit einer Pixelgröße von  $700 \cdot 700$  m einzusetzen. Leider ist dieser Satellit im Juni 1997 endgültig ausgefallen, so dass für das Jahr 1997 keine Daten für die gesamte Vegetationsperiode vorliegen.

Der Ausfall des ADEOS konnte durch Daten des indischen Satelliten IRS-P3, der an Bord die beiden Sensorsysteme MOS und WIFS trägt, kompensiert werden. Er stellt Daten mit höherer räumlicher und spektraler Auflösung als beim NOAA-AVHRR und ADEOS zur Verfügung. Leider zeichnete der IRS-P3 in der Zeit von Ende Juni bis Ende August 1996 keine Daten über Europa auf, so dass auch für diese Sensoren kein Datensatz über den gesamten Vegetationsverlauf vorliegt. So wurden für die Untersuchungen MOS-B- und WIFS-Daten des Satelliten IRS-P3 zu den NOAA-AVHRR kombiniert. Die Untersuchungen wurden auf einem Gebiet mit ca. 5700 km<sup>2</sup> durchgeführt. Das Gebiet umfasst Augsburg im Nordosten, den Forggensee im Südosten und den Ostteil des Bodensees (Abb. 9.4).



14.06.1996



01.08.1996

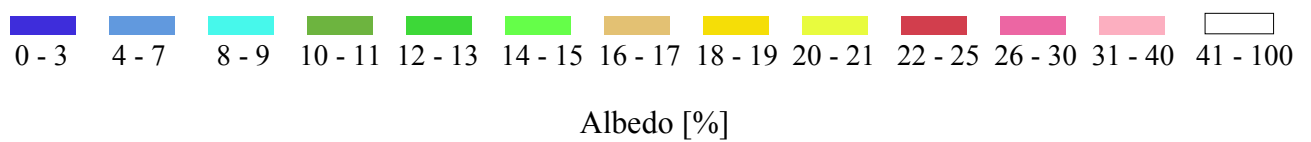


Abb. 9.1: Albedo aus NOAA-14 Daten für Süddeutschland (ohne Berücksichtigung der Geländehöhe)

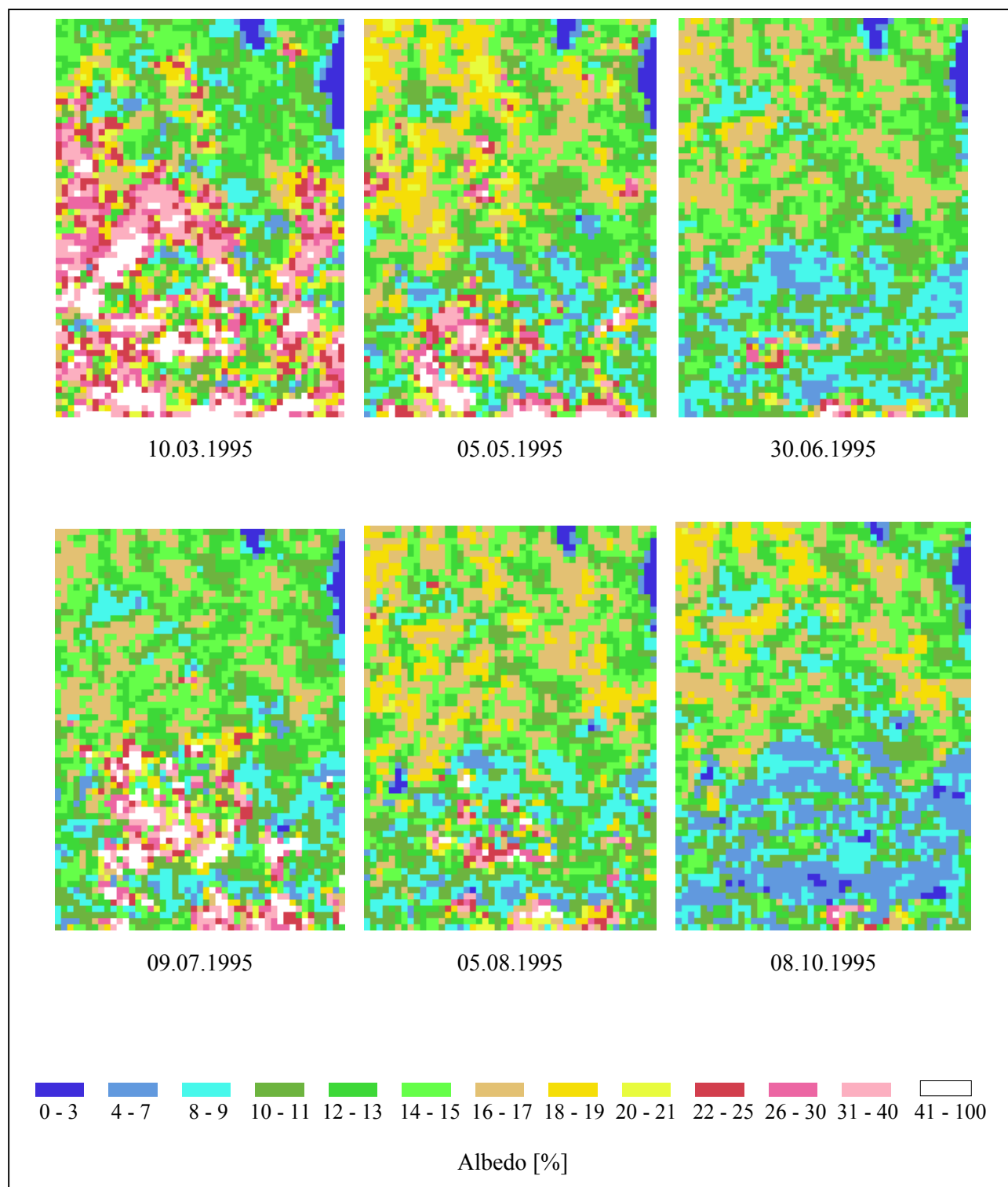


Abb. 9.2: Albedo aus NOAA-14 Daten für das Ammereinzugsgebiet (unter Berücksichtigung der Geländehöhe)

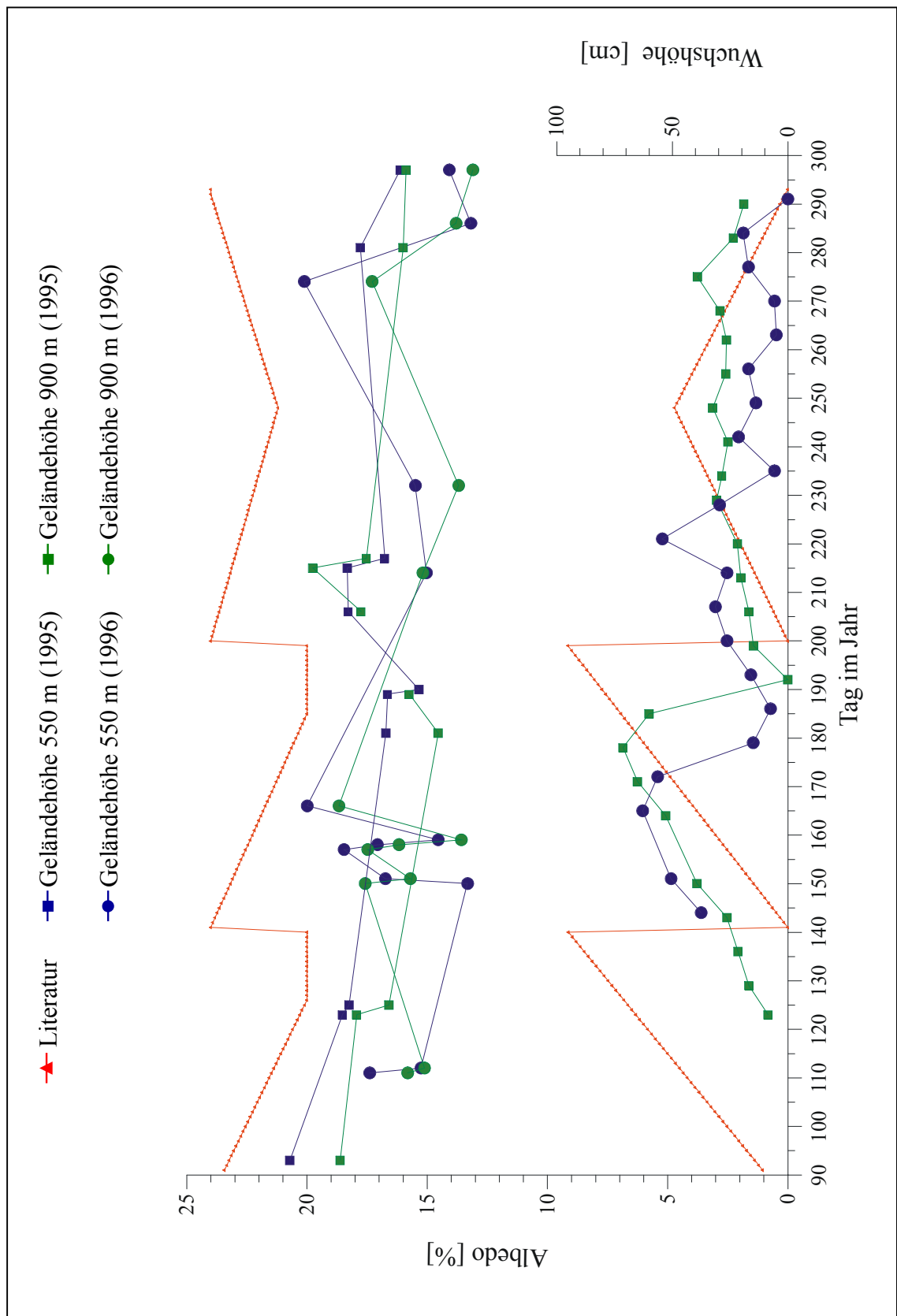


Abb. 9.3: Vergleich von Albedowerten ermittelt aus NOAA-14 Daten, aus Geländeerhebungen und der Literatur

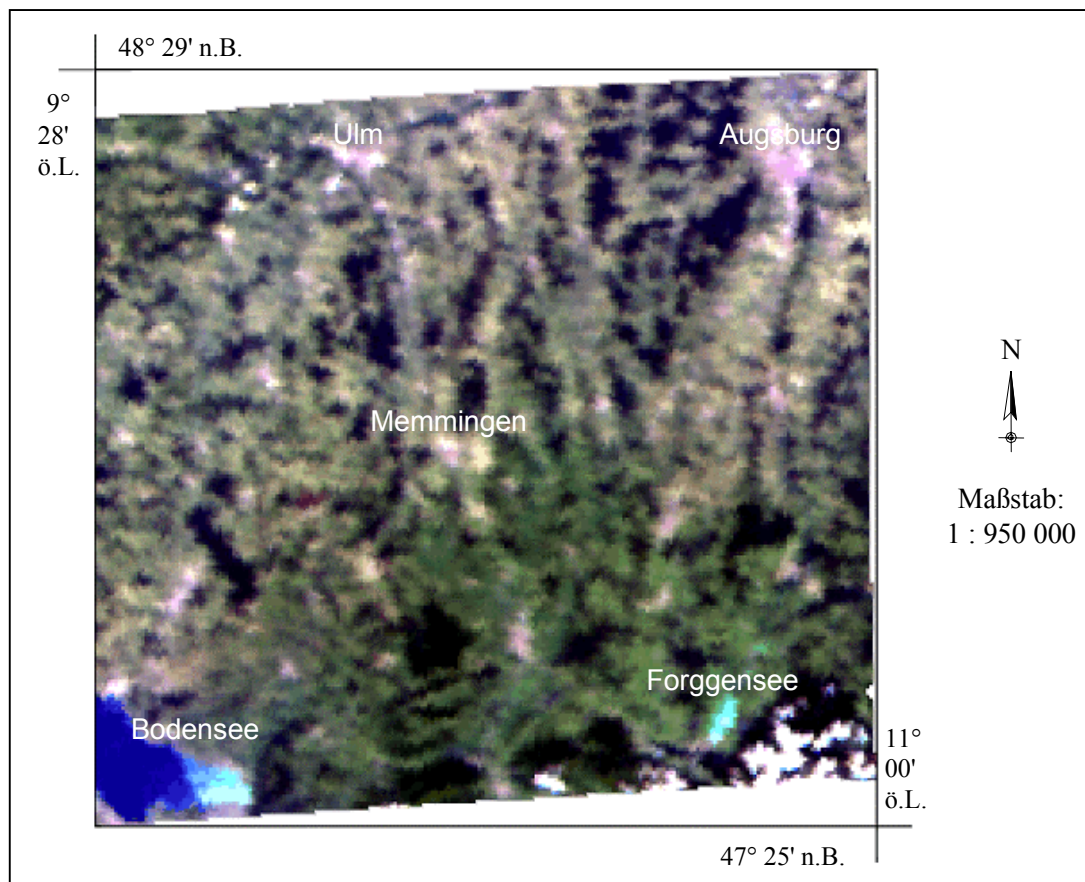


Abb. 9.4: Lage des Testgebietes (Satellitenbildkarte aus MOS-Daten (K2, K5, K8) vom 14.06.1996)

### 9.3.2 Datensatz und Datenaufbereitung

31 MOS-Szenen von 1996 wurden aufbereitet. Mit einer räumlichen Auflösung von  $520 \cdot 520$  m und mit 13 Kanälen im VIS- und NIR-Bereich bietet dieses Sensorsystem wesentlich detailliertere Daten und kann zur Verifizierung der NOAA-Daten beitragen. WIFS hat eine räumliche Auflösung von 188 m und 2 Kanäle analog zu den beiden ersten NOAA-AVHRR-Kanälen. Der Vorteil der Daten des IRS-P3-Satelliten liegt also neben der höheren räumlichen und in der spektralen Auflösung (Tab. 9.1).

Bei der Verwendung eines multitemporalen und multisensoralen Datensatzes müssen die Daten aufbereitet werden, um sie miteinander vergleichen zu können. Die Datenverarbeitungsschritte für die drei Sensoren NOAA-AVHRR, MOS-B und WIFS sind in Abbildung 9.5 in der Übersicht dargestellt.

Tab. 9.1: Überblick über Sensoreigenschaften und verwendete Kanäle

	<b>NOAA-AVHRR</b>	<b>MOS-B</b>	<b>WIFS</b>
Räumliche Auflösung	1000 m	520 m	188 m
Anzahl der Kanäle	5	13	3
Wellenlänge der benutzten Kanäle [µm]	K1 = 0.55 – 0.7  K2 = 0.7 – 1.0	K1 = 0.408 K2 = 0.443 K3 = 0.484 K4 = 0.520 K5 = 0.570 K6 = 0.615 K7 = 0.650 K8 = 0.685 K9 = 0.749 K10 = 0.814 K11 = 0.868 K13 = 1.011	K1 = 0.62 – 0.68  K2 = 0.77 – 0.86
Kalibrierung	zeitlich angepasst	in Strahldichten ge- liefert	aus MOS-B abge- leitet
Geländehöhe	DGM (1000 m)	DGM (1000 m)	DGM (1000 m)
Aufnahmegeometrie	Sensorzenitwinkel, rel. Azimut	Nadir	Nadir
Sensor-Response- Funktion	vorhanden	vorhanden	keine vorhanden

Da bei der Atmosphärenkorrektur die Geländehöhe berücksichtigt werden soll, müssen entsprechende DGMs abgeleitet werden. Für die MOS-Daten wurde das DGM von 1000 m in eine Auflösung von 520 m umgerechnet. Für die WIFS-Daten kann nur für den Ausschnitt des Ammereinzugsgebietes ein DGM in der passenden räumlichen Auflösung aus dem 30 m DGM von MilGeo abgeleitet werden.

Im Fall der WIFS-Daten wird die fehlerhafte Geometrie dadurch bedingt, dass die Daten ohne Panoramakorrektur geliefert wurden. Die Daten konnten zumindest mit indischer Software in eine Lambert'sche Kegelprojektion umgerechnet werden.

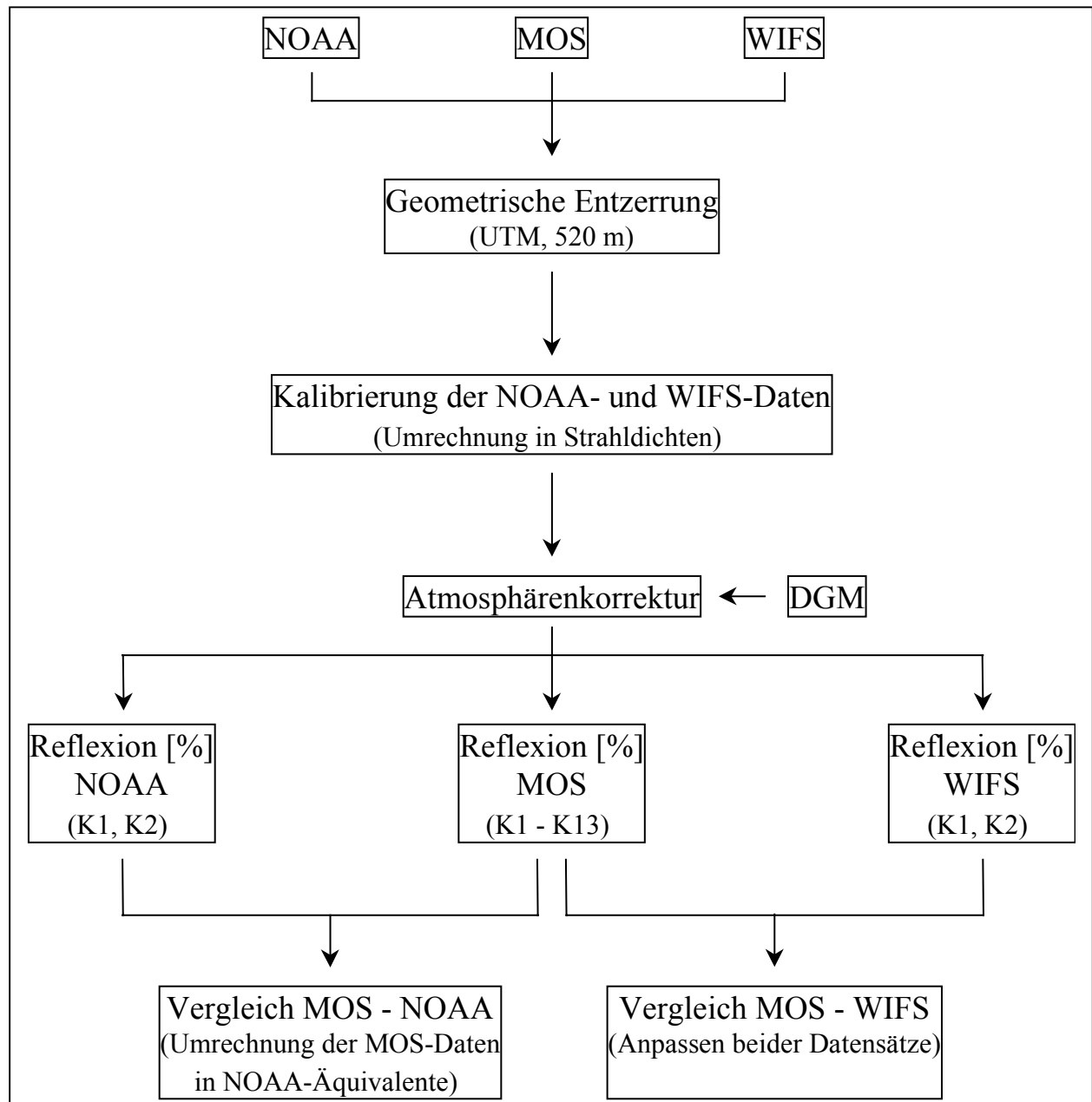


Abb. 9.5: Arbeitsschritte der Datenaufbereitung

### 9.3.2.1 Geometrische Aufbereitung

Die MOS- und die WIFS-Daten sind geometrisch nicht aufbereitet und müssen zunächst geordnet werden. Für die MOS-Daten wird beim Einlesen der Originaldaten der Drehwinkel angegeben, für die WIFS-Daten wurde ein Winkel vom  $15.5^\circ$  angenommen. Zur Überlagerung der Daten untereinander und mit einer Landnutzungsklassifikation und dem DGM müssen die Daten in UTM-Projektion umgerechnet werden. Dies erfolgt über eine Entzerrung. Die räumliche Auflösung der Ergebnisdaten liegt bei 520 m.

Für eine bessere Überlagerung der MOS-Daten mit den NOAA-AVHRR-Daten wurden auch die NOAA-Daten entzerrt.



### 9.3.2.2 Kalibrierung

Anschließend wird die radiometrische Kalibrierung durchgeführt. Bei der radiometrischen Kalibrierung werden die Daten in Strahldichten mit Hilfe von Sensor-Response-Funktionen umgerechnet. Die MOS-Daten werden bereits in Strahldichten geliefert und müssen nicht mehr kalibriert werden.

Die WIFS-Daten dagegen werden in Grauwerten ohne Kalibrierungsfaktoren geliefert. Eine Sensor-Response-Funktion konnte nicht zur Verfügung gestellt werden. Durch den Vergleich von WIFS- mit MOS-Daten zum gleichen Überflugstermin wurde versucht, die Kalibrierdaten abzuleiten. Dabei wird davon ausgegangen, dass Kanal 1 im WIFS dem Mittelwert der Kanäle 6, 7 und 8 und Kanal 2 dem Mittelwert der Kanäle 9, 10 und 11 im MOS entsprechen.

Dies erfolgt über den Vergleich der Strahldichten der MOS-Daten mit den Grauwerten der WIFS-Daten anhand von Testgebieten (Abb. 9.6). Zu diesem Zweck wurden elf korrespondierende Testgebiete in WIFS-Daten und MOS-Daten herausgenommen. Kanal 1 der WIFS-Daten entspricht dem Mittelwert der Kanäle 6 bis 8 und Kanal 2 dem Mittelwert der Kanäle 10 und 11 des MOS-B. Bei der Korrelation der Daten lag das Bestimmtheitsmaß im Kanal 1 bei 0.978 und im Kanal 2 bei 0.997.

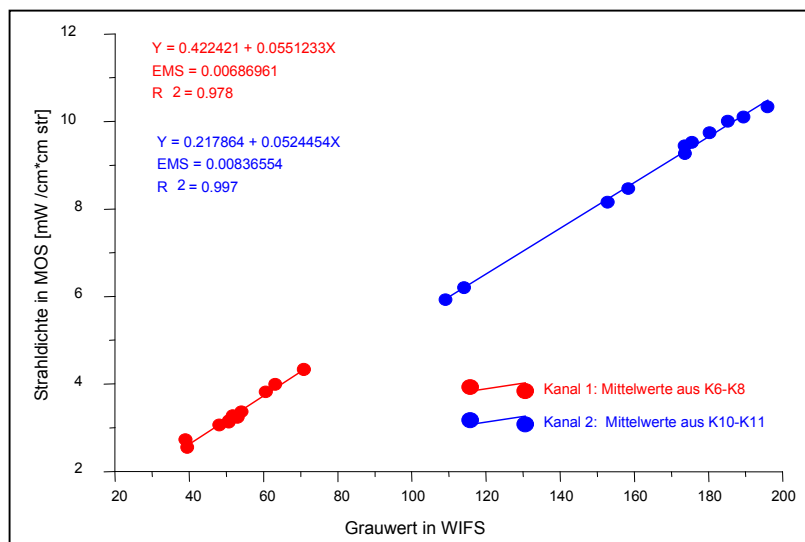


Abb. 9.6: Ableitung der Kalibrierwerte für WIFS aus MOS anhand von 11 Testgebieten

### 9.3.2.3 Atmosphärenkorrektur

Der nächste Schritt in der Verarbeitungskette ist die Atmosphärenkorrektur. Die Atmosphärenkorrektur transformiert die gemessenen Grauwerte oder Strahlungswerte in Reflexionswerte. Die Höhe des gemessenen Signals wird beeinflusst durch den Aufbau der Atmosphäre und die Aufnahmegeometrie, die durch den Sonnenstand und die Sensorposition gegeben ist, sowie durch die Flughöhe des Sensors und Geländehöhe. Außerdem ist es von den spektralen Eigenschaften eines Pixels und seiner Umgebung abhängig. Die Atmosphärenkorrektur wurde mit LOWTRAN-7 durchgeführt (s. Kap. 9.2.2).

### 9.3.3 Berechnung der Albedo

Zum Vergleich der berechneten Reflexionswerte in den NOAA-14, MOS- und WIFS-Daten wurden für die Landnutzungsklassen Wasser, Siedlung, Ackerland, Wiese und Wald Testgebiete ausgewählt und überlagert. Die Lage der Ausschnitte ist in Abbildung 9.7 dargestellt.

Für diese Bildausschnitte wurde die Korrelation zwischen NOAA und MOS sowie zwischen NOAA und WIFS für alle Pixel berechnet. Das Ergebnis der Korrelationen ist in den Abbil-



dung 9.8 – 9.11 dargestellt. Innerhalb dieser Abbildungen sind der Korrelationskoeffizient  $R$  und die mittlere quadratische Abweichung RMS angegeben. Außerdem ist die 1:1-Linie eingezeichnet, die den Idealfall darstellt.

Für den Vergleich NOAA mit MOS erhält man außer für den Ammersee (vgl. Abb. 9.7; Mitte) Korrelationswerte größer 0.77 für K1 und größer 0.78 für K2. Der Zusammenhang ist für K2 immer besser als für K1. Besonders bei den Vegetationsflächen (vgl. Abb. 9.8) ist der Zusammenhang bei beiden Kanälen sehr gut und die Abweichung gering. Der Vergleich der WIFS-Daten mit den NOAA-Daten fällt etwas schlechter aus. Dies ist neben den geometrischen Ursachen auch in den fehlenden Kalibrierdaten und der fehlenden Sensor-Response-Funktion begründet. Auch hier zeigt der Ammersee mit 0.33 für K1 eine schlechte Korrelation. Ansonsten liegen die Korrelationswerte für K1 über 0.57 und für K2 über 0.60. Die schlechteren Werte für Kanal 1 resultieren aus der größeren Fehleranfälligkeit der kleinen Wellenlängen auf die Atmosphärenkorrektur. Bei den größeren Wellenlängen, in deren Bereich Kanal 2 liegt, machen sich der Einfluss der Atmosphäre und damit auch kleinräumige Unterschiede weniger bemerkbar.

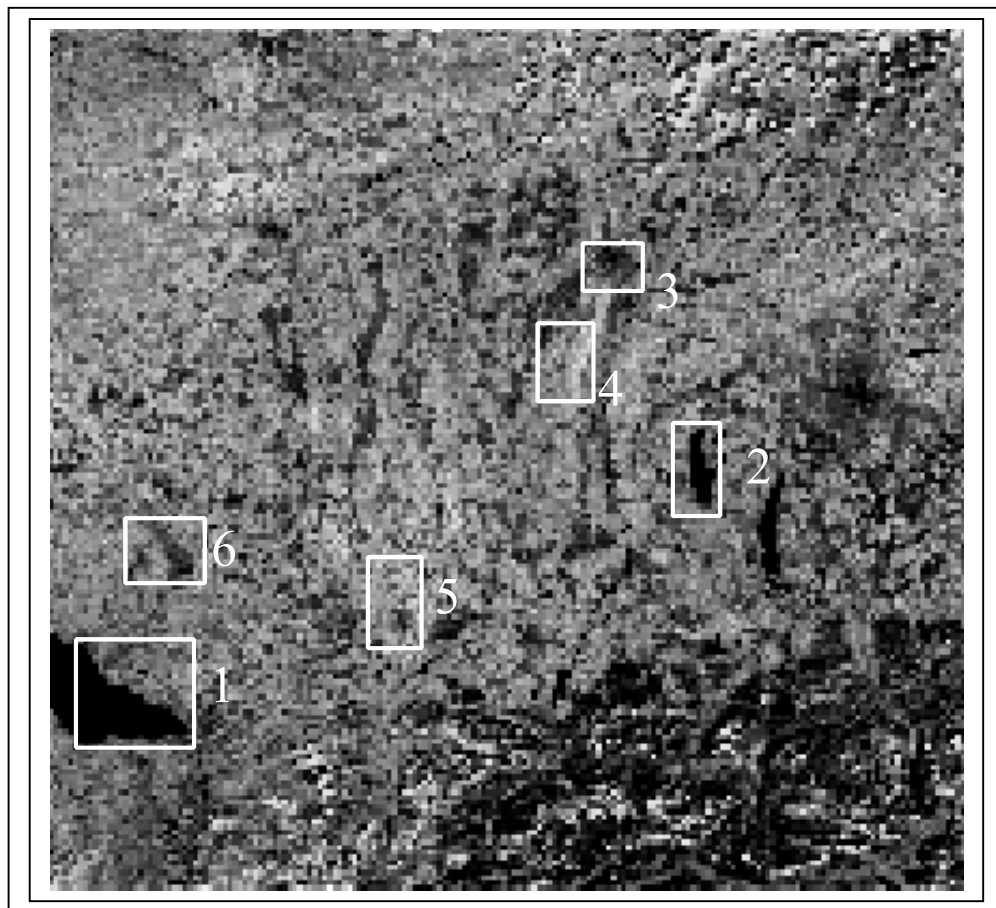


Abb. 9.7: Lage der Bildausschnitte für die Berechnung der Korrelation

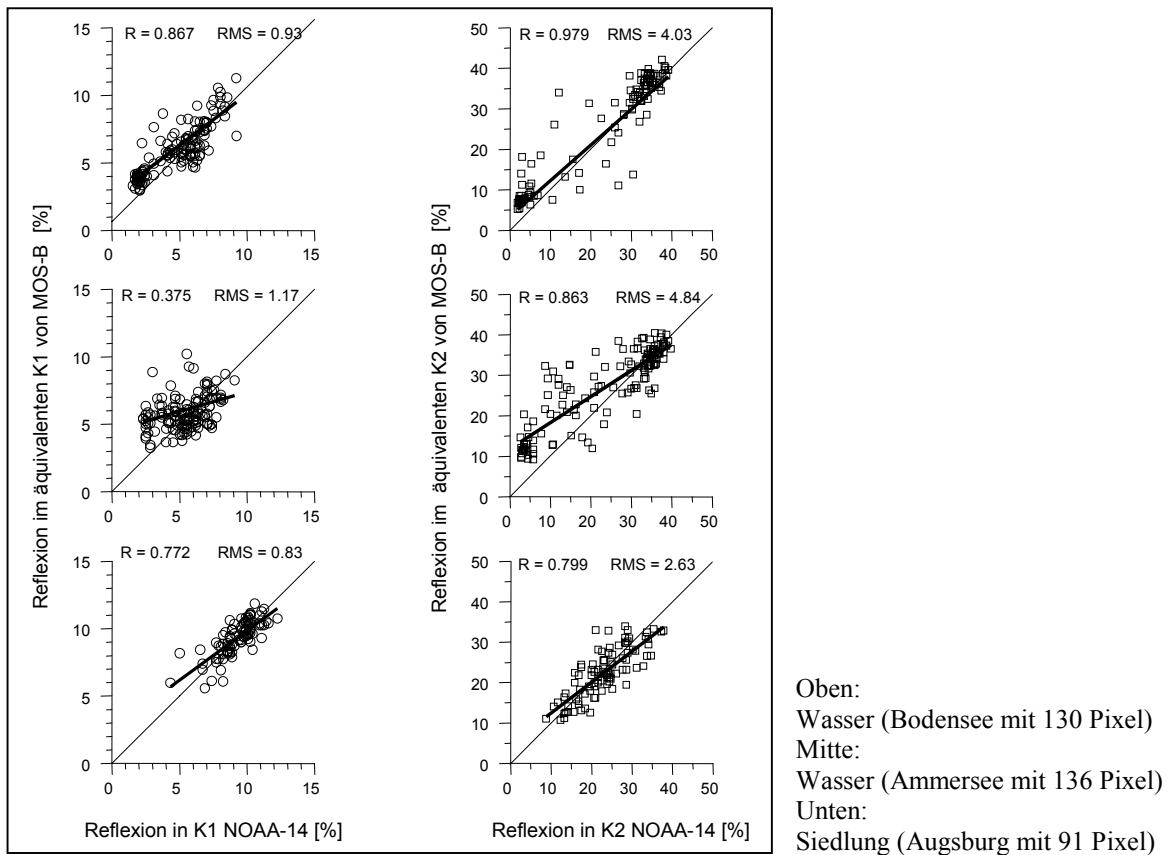


Abb. 9.8: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und MOS

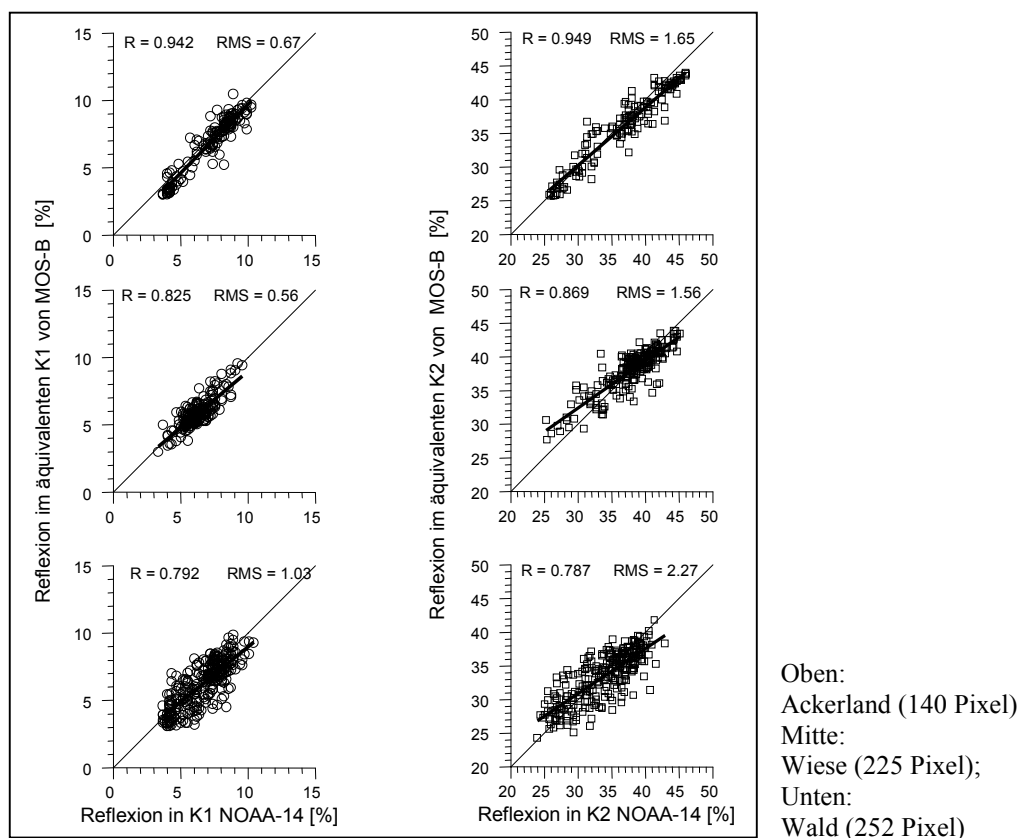
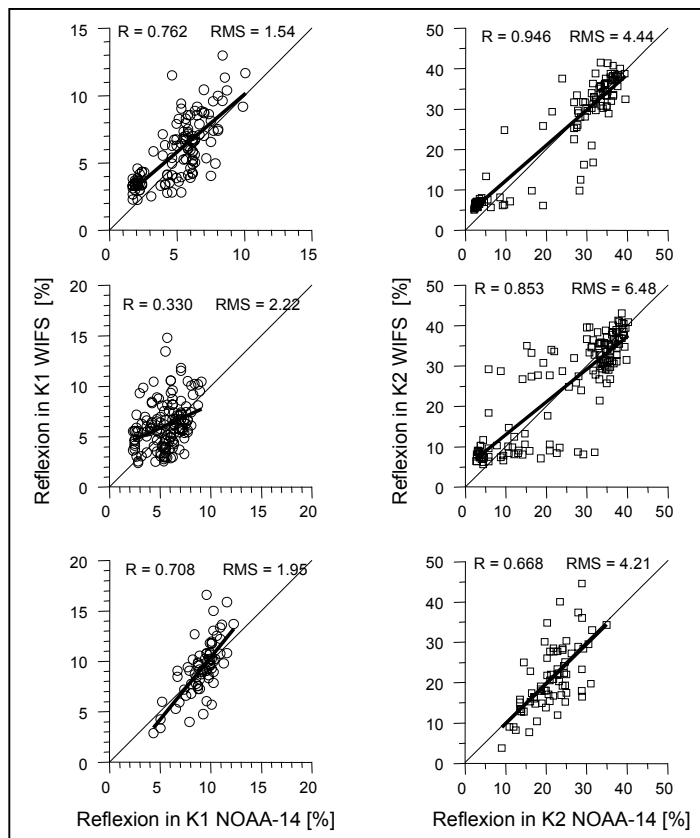
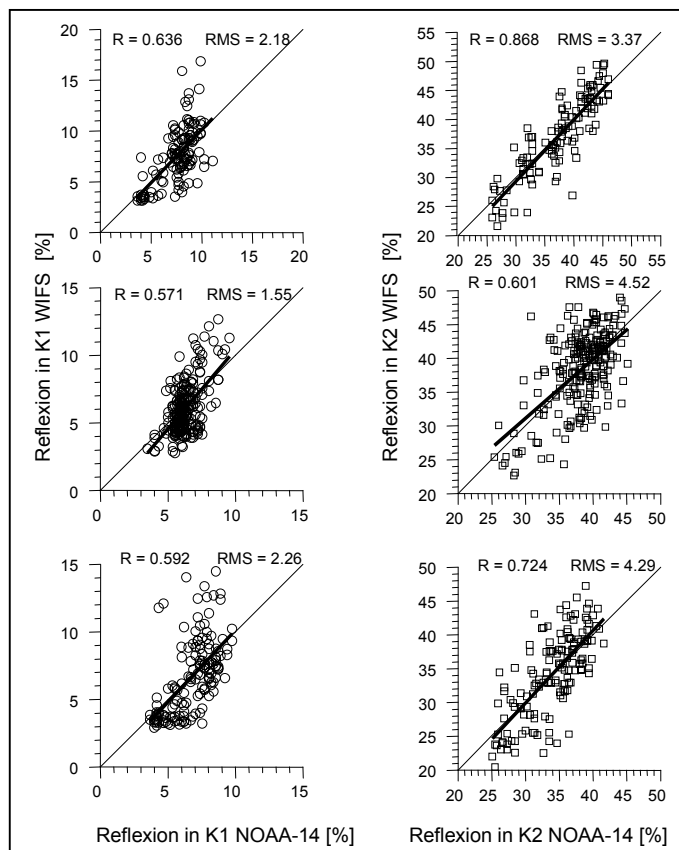


Abb. 9.9: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und MOS



Oben:  
Wasser (Bodensee mit 132 Pixel)  
Mitte:  
Wasser (Ammersee mit 144 Pixel)  
Unten:  
Siedlung (Augsburg mit 72 Pixel)

Abb. 9.10: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und WIFS



Oben:  
Ackerland (119 Pixel)  
Mitte:  
Wiese (228 Pixel)  
Unten:  
Wald (180 Pixel)

Abb. 9.11: Korrelation zwischen der Reflexion in K1 und K2 von NOAA-14 und WIFS

### 9.3.4 Validierung der Reflexionswerte

Um die Reflexionswerte der atmosphärenkorrigierten Daten besser vergleichen zu können, wurde analog zu Kanal 1 und 2 des NOAA eine Gewichtung der entsprechenden MOS- und WIFS-Kanäle vorgenommen. Aufgrund des prozentualen spektralen Überlappungsbereiches der Kanäle (Abb. 9.12) wurden die Kanäle des MOS-B auf NOAA-AVHRR und WIFS normiert und Äquivalente berechnet:

- MOS-Äquivalent für WIFS

$$\text{MOS-Äquivalent K1 (WIFS)} = \text{MOS (K6 + K7 + K8)} / 3$$

$$\text{MOS-Äquivalent K2 (WIFS)} = \text{MOS (K10 + K11)} / 2$$

- MOS-Äquivalent für NOAA

$$\text{MOS-Äquivalent K1 (NOAA)} = \text{MOS (40 \cdot K5 + 90 \cdot K6 + 96 \cdot K7 + 100 \cdot K8)} / 326$$

$$\text{MOS-Äquivalent K2 (NOAA)} = \text{MOS (96 \cdot K9 + 84 \cdot K10 + 82 \cdot K11 + 30 \cdot K13)} / 292$$

- WIFS-Äquivalent für NOAA

$$\text{WIFS-Äquivalent K1 (NOAA)} = \text{WIFS (K1)}$$

$$\text{WIFS-Äquivalent K2 (NOAA)} = \text{WIFS (0.92 \cdot K2)}$$

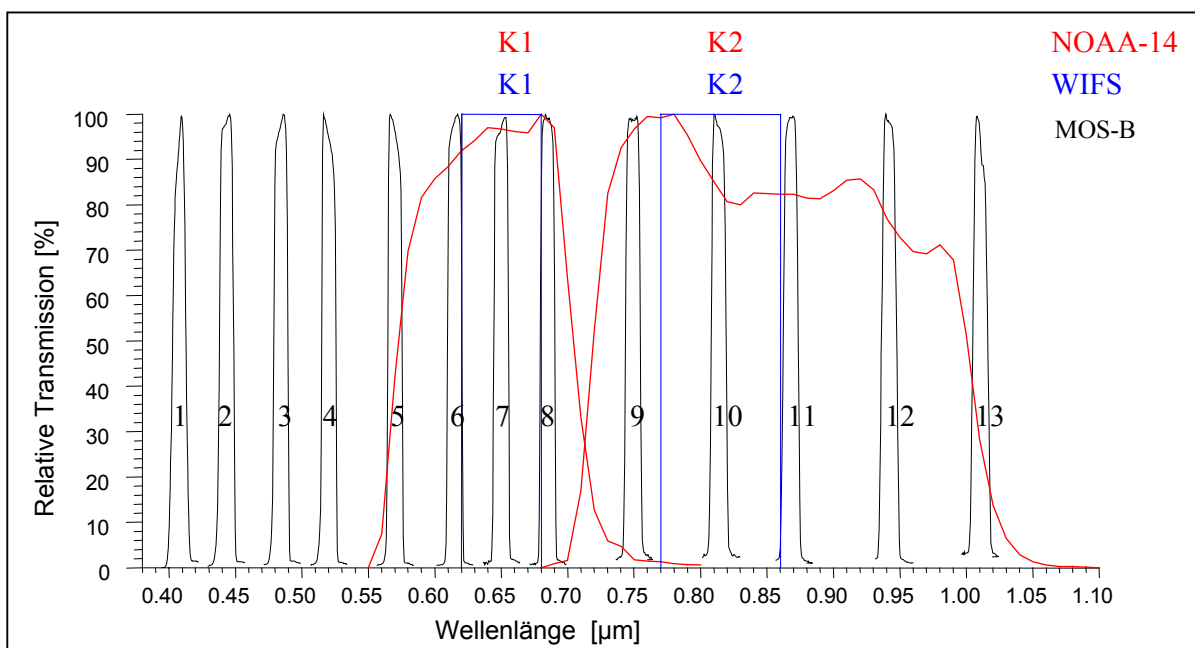


Abb. 9.12: Spektrale Anpassung der Kanäle des MOS-B auf NOAA-14 und WIFS

In Abbildung 9.13 sind die berechneten Reflexionsbilder für alle drei Sensorsysteme dargestellt. Die Szenen stammen vom 14.06.1996 und wurden mit drei Stunden Zeitdifferenz zwischen 10.30 (MOS/WIFS) und 13.30 (NOAA) aufgenommen.

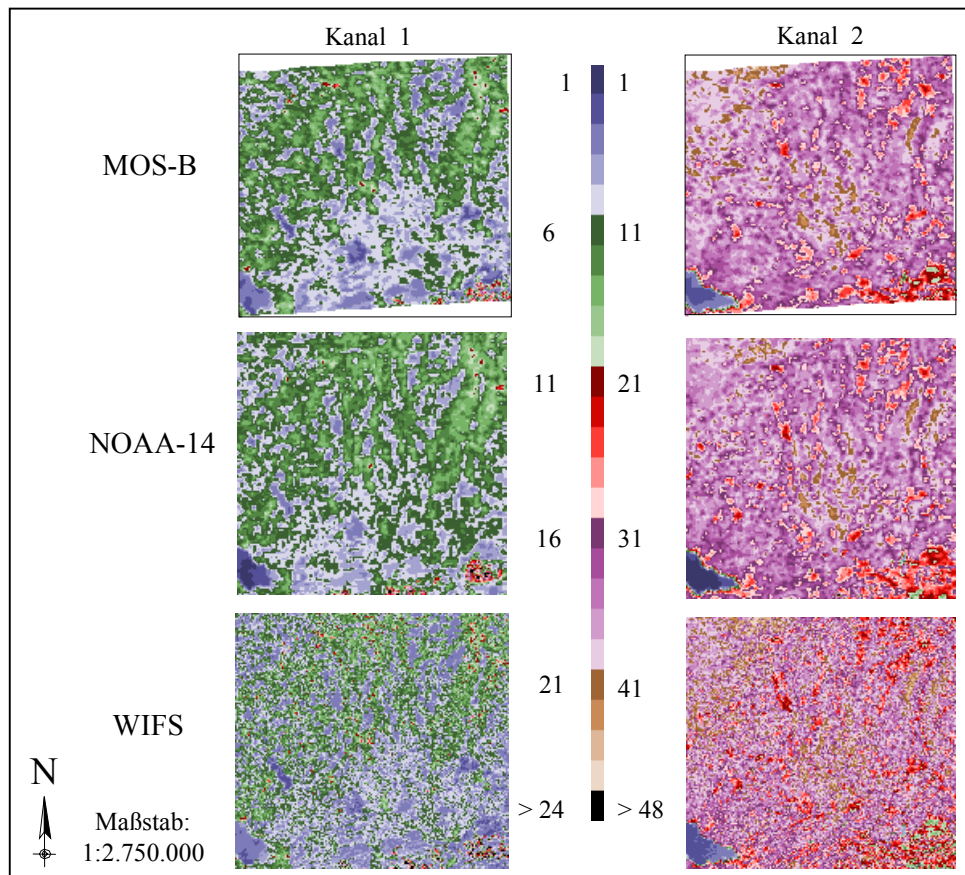


Abb. 9.13: Reflexion in NOAA-14 und vergleichenden MOS und WIFS-Kanälen für den 14.06.1996

Für die Validierung der berechneten Reflexionswerte aus den NOAA-14, MOS- und WIFS-Daten wurden Spektren unterschiedlicher Landnutzung aus den Daten gezogen. Voraussetzung ist eine Landnutzungsklassifikation. Diese liegt in Form einer Entmischung eines NOAA-Datensatzes vor, der den prozentualen Anteil der in einem Pixel auftretenden Nutzungsart angibt. In diesem Fall wurden die Landnutzungsclassen Siedlung, landwirtschaftliche Nutzflächen, Wiese und Wald unterschieden (Abb. 9.14).

Für jede Landnutzung wurden aus MOS- und WIFS-Daten, aufgenommen am 14.06.1996, Spektren gezogen. Das Ergebnis ist in Abbildung 9.15 dargestellt. Die offenen Symbole, die durch eine Linie verbunden sind, markieren die MOS-Daten, die gefüllten Symbole die WIFS-Daten. Die Daten zeigen eine gute Übereinstimmung. Die größte Abweichung findet man bei der Landnutzungsclassen Wiese bei  $0.8 \mu\text{m}$ . Hier ist die berechnete Reflexion bei den WIFS-Daten um 3 % geringer als bei den MOS-Daten.

Aufgrund der Verbesserung der Geometrie konnte nun auch ein Differenzbild zwischen WIFS- und MOS-Daten gerechnet werden. In Abbildung 9.16 ist die Differenz für den ersten und den zweiten Kanal dargestellt. Das Ergebnis zeigt bei der Differenz der ersten Kanäle überwiegend eine Werte zwischen  $-2$  und  $+2$  % Reflexion, bei der Differenz der zweiten Kanäle liegen die Werte zwischen  $-2$  und  $+4$  % Reflexion.

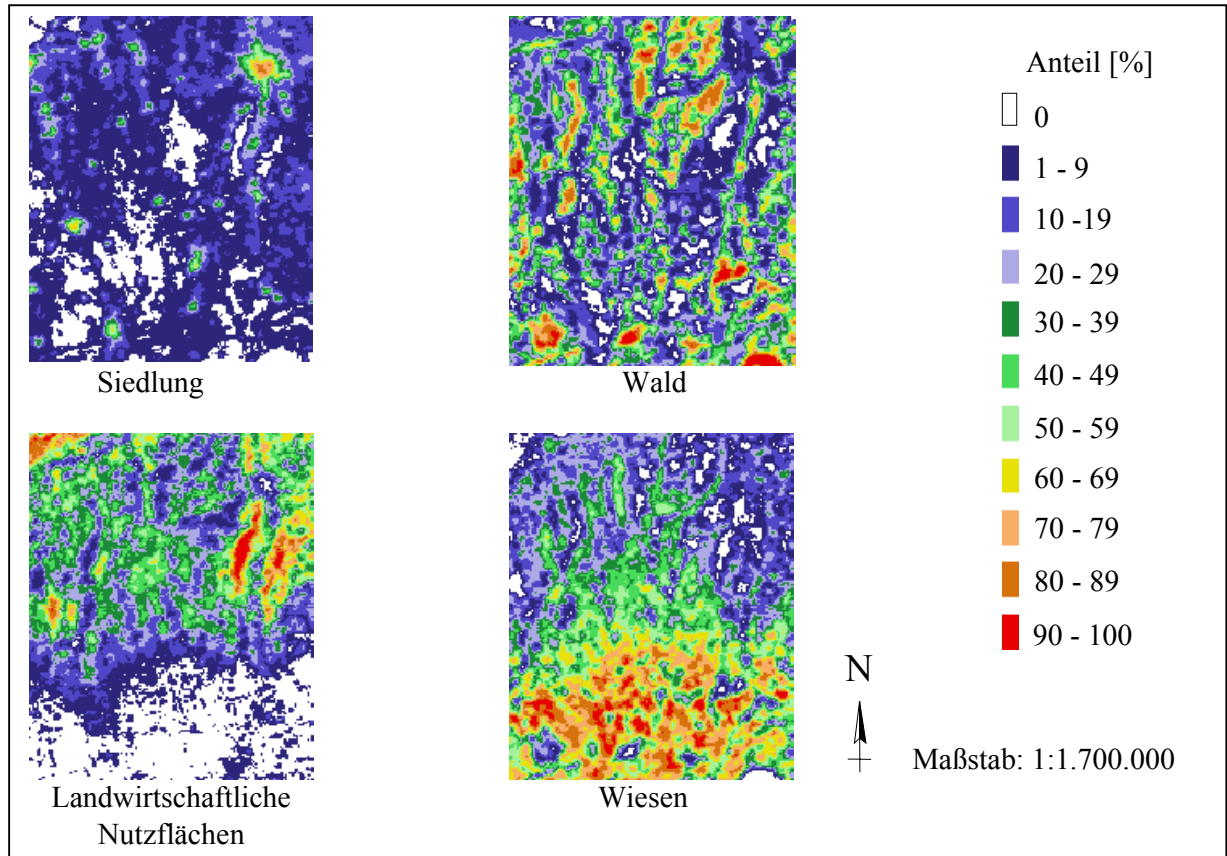


Abb. 9.14: Anteil der vier Landnutzungsklassen

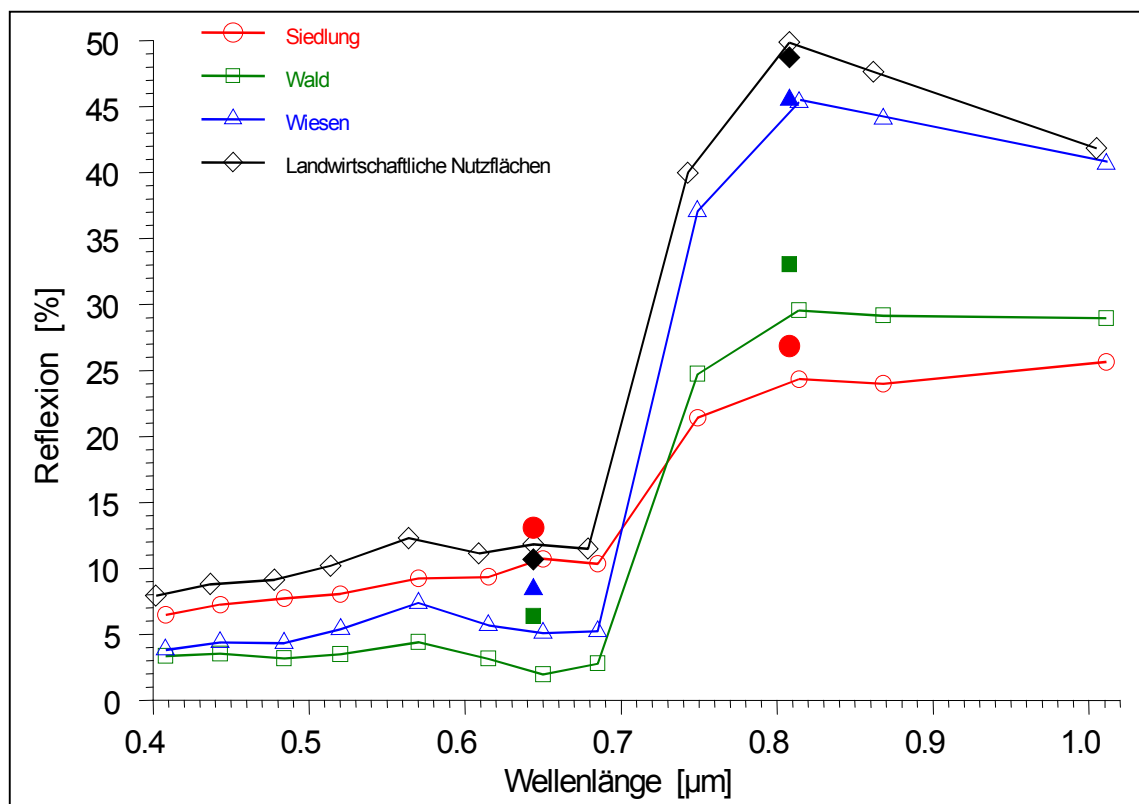


Abb. 9.15: Spektren der Landnutzungsklassen in MOS und WIFS für 14.06.1996



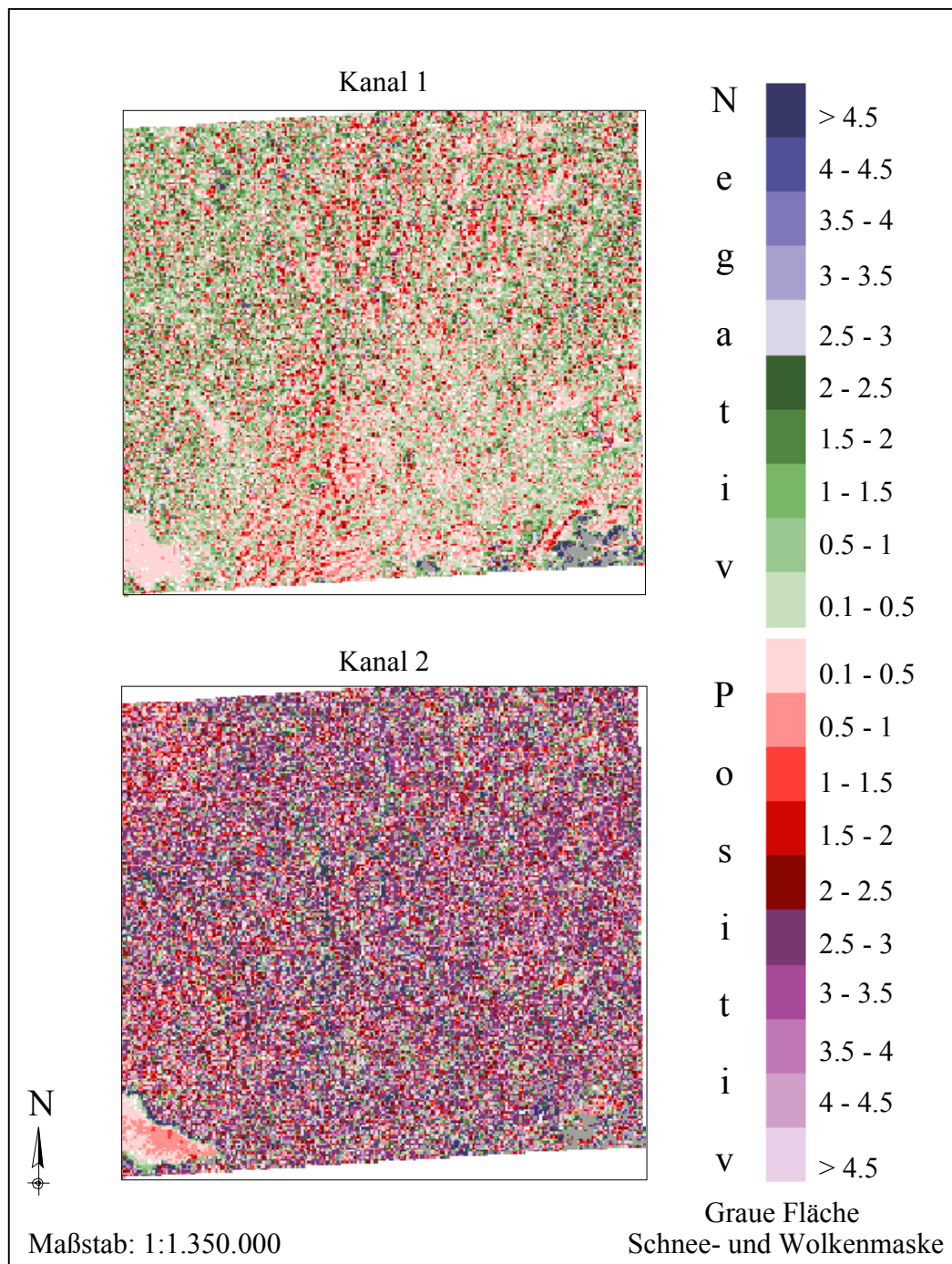


Abb. 9.16: Differenzbild der Reflexionen [%] aus WIFS – MOS (Aufnahmetermin: 14.06.1996)

Vergleicht man die Korrelation zwischen der berechneten Reflexion der WIFS-Daten mit den MOS-Daten und die Korrelation zwischen der Reflexion der NOAA-Daten mit der Reflexion in MOS-Äquivalenten lässt sich erkennen, dass die WIFS- und MOS-Daten mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.567 (Kanal 1) bzw. 0.799 (Kanal 2) deutlich schlechter korrelieren als die NOAA- und MOS-Daten mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.856 (Kanal 1) bzw.  $R^2 = 0.911$  (Kanal 2) (Abb. 9.17).

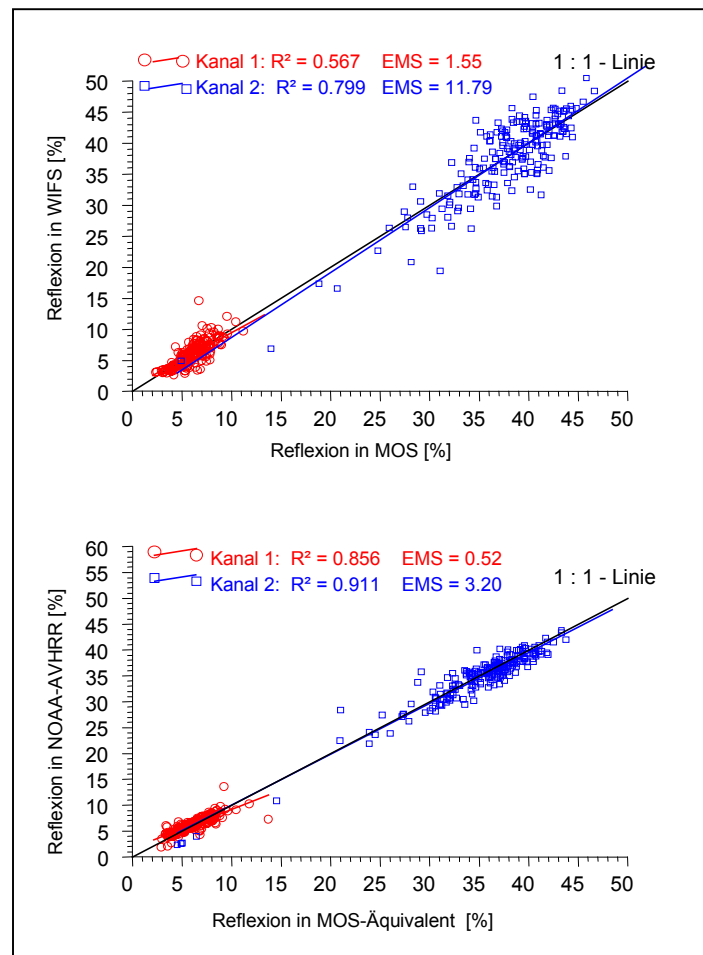


Abb. 9.17: Korrelation zwischen MOS-B und WIFS (oben) und zwischen MOS-B und NOAA-14 (unten)



## 10 Validierung modellierter Bodenfeuchtwerte

### 10.1 Einführung

Die Bodenfeuchte ist ein wichtiger Parameter in der Hydrologie, Meteorologie und bei allen landwirtschaftlichen Oberflächenprozessen. Sie bestimmt zu einem großen Anteil die Evapotranspiration, den Oberflächenabfluss, die Infiltration, die Perkolation und auch die Entwicklung der Pflanzen. Die Bodenfeuchte zeigt eine hohe Variabilität bezüglich ihrer räumlichen Verteilung und zeitlichen Dynamik. Wie in Kapitel 4.2 angesprochen, ist die Erfassung der Bodenfeuchte mit Problemen behaftet. ERS.SAR-Daten bieten die Möglichkeit zum Monitoring der Bodenfeuchte der obersten Bodenschicht. In diesem Kapitel werden modellierte mit fernerkundeten Bodenfeuchtwerte verglichen und diskutiert.

### 10.2 Modellierung der Bodenfeuchte

Zur Berechnung von Bodenfeuchtekarten der obersten Bodenschicht wurde das SVAT-Modell PROMET-V (Process Oriented Modular Environment and Vegetation Model) verwendet (SCHNEIDER 1999). Berechnet wurde eine Zeitreihe für 1995. PROMET-V ist ein gekoppeltes Evapotranspirations- und Vegetationsmodell, das auf einer physikalischen und pflanzenphysiologischen Prozessbeschreibung basiert. Für die räumliche Modellierung wird ein integriertes GIS-System eingesetzt. PROMET-V berücksichtigt die Meteorologie, die Pflanzenentwicklung, die Bodenarten und das Relief. Zudem wird ein Mehrschichtbodenmodell für die Berechnung der Wasserbilanz verwendet (Abb. 10.1). Ein Ausgabeparameter ist die Bodenfeuchte der obersten 5 cm. Für jeden Tag im Jahr wird eine Bodenfeuchtekarte mit einer räumlichen Auflösung von  $100 \times 100$  m ausgegeben.

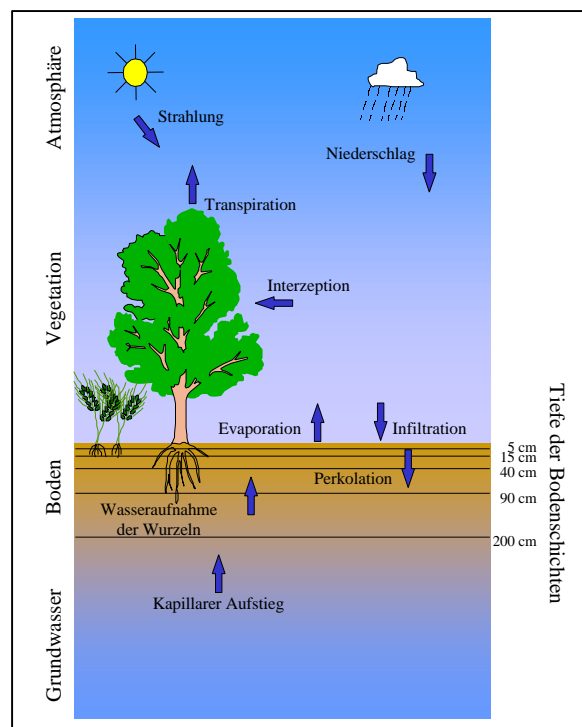


Abb. 10.1: Schema des SVAT-Modells

### 10.3 Vergleich von modellierter, aus ERS-Daten abgeleiteter und gemessener Bodenfeuchte

Für einen Vergleich der modellierten und aus ERS-Daten abgeleitete Bodenfeuchte, wurden die unterschiedlichen räumlichen Auflösungen der Datensätze angepasst. Zur Erhaltung der maximalen Information wurde die Auflösung der ERS-Daten (30 · 30 m) als Grundlage gewählt. Des weiteren wurden im Modellergebnis die Waldgebiete maskiert, da diese Bereiche in den aus ERS-Daten abgeleiteten Werten nicht berücksichtigt werden können.

Zunächst wurde ein qualitativer Vergleich der Ergebnisse über das gesamte Testgebiet durchgeführt. In Abb. 10.2 sind Beispiele für zwei Termine gezeigt. Die mittleren Niederschlagsraten wurden an mehreren DWD-Stationen gemessen. Der vorangegangene Niederschlag war beim ersten Termin (10. Mai 1995) geringer als beim zweiten Termin (14. Juni 1995). Der Vergleich zeigt, dass in beiden Fällen die modellierten Werte des PROMET-V geringer sind, als die aus ERS-Daten ermittelten. Der mittlere Bodenfeuchtwert des ersten Termins liegt bei PROMET-V bei 36.5 und bei ERS bei 43.7 Vol %, der des zweiten Termins bei 41.0 bzw. 47.6 Vol %.

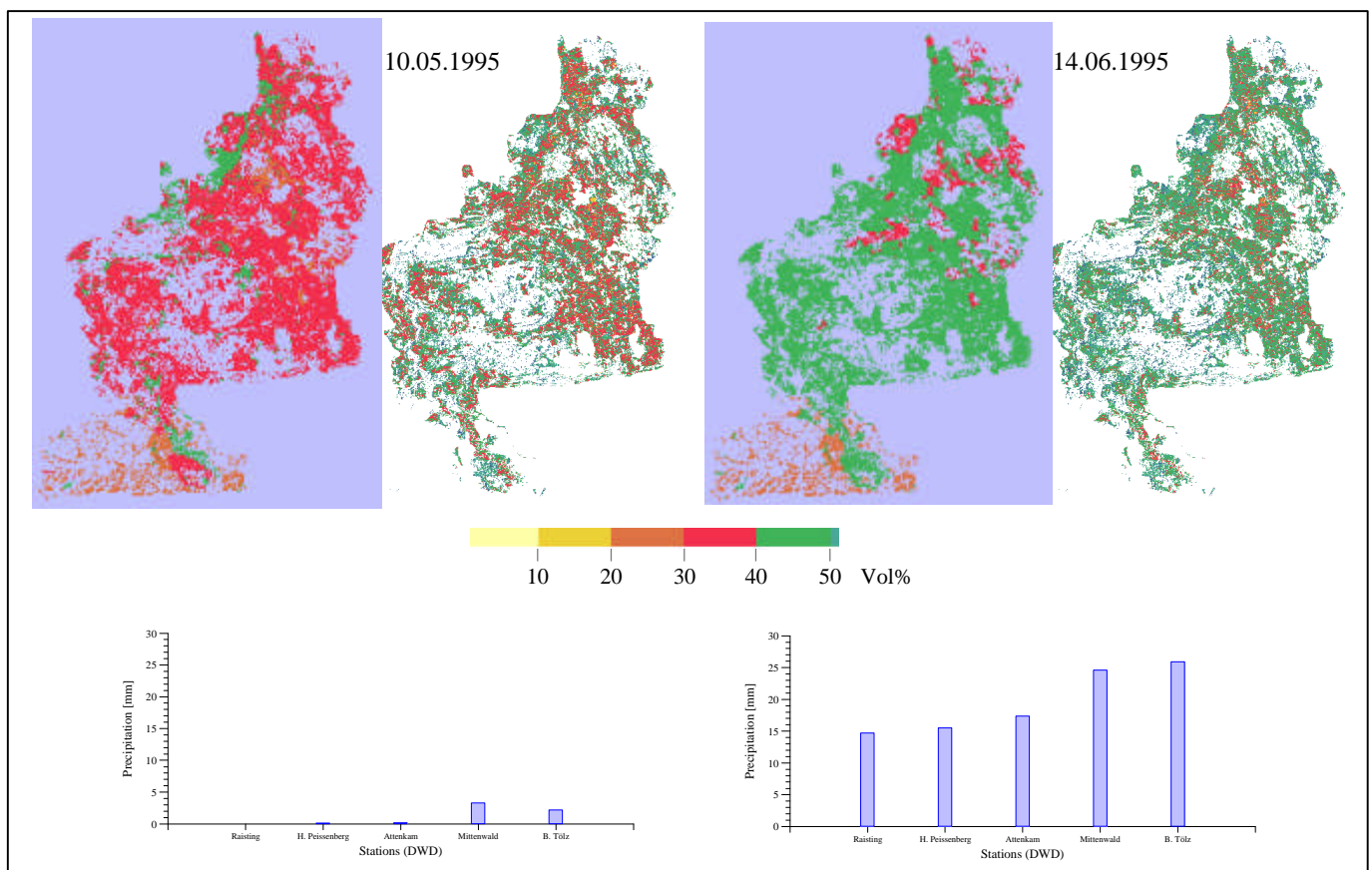


Abb. 10.2: Vergleich der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte aus ERS und PROMET-V

Zur quantitativen Überprüfung der Ergebnisse wurden die modellierten und berechneten Werte mit Geländedaten der Testfelder verglichen. Zur Validierung der Bodenfeuchtwerte wurden die auf den Testfeldern gemessenen Bodenfeuchtwerte verwendet. Dabei wurden Messungen zweier unterschiedlicher Messtechniken benutzt: die TDR-Messungen und Messungen mit Tensiometern.

In Abbildung 10.3 sind zwei Beispiele für die Testfelder „Etting Kapelle“ und „Berg“ dargestellt. Die mittleren Abweichungen zwischen den berechneten Bodenfeuchteergebnissen und den gemessenen Geländedaten sind in Tabelle 10.1 zusammengefasst.

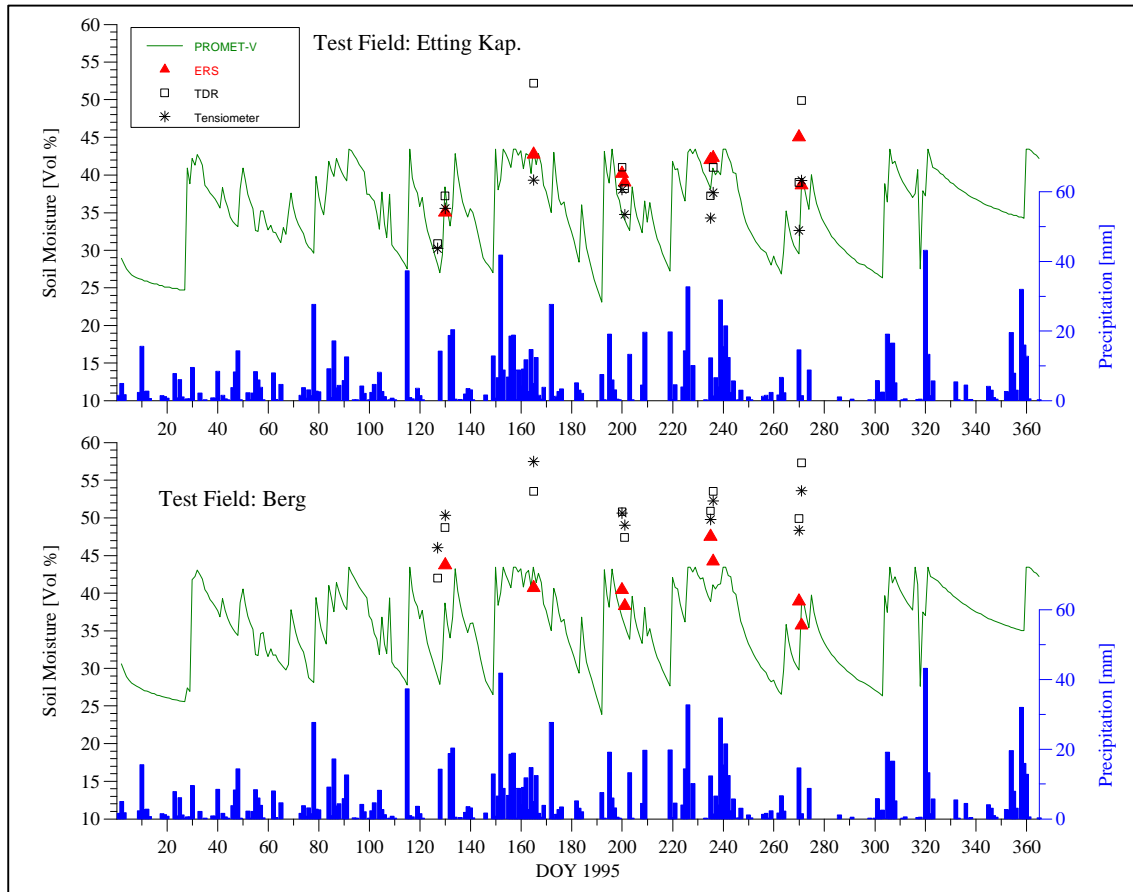


Abb. 10.3: Vergleich der berechneten Bodenfeuchte (ERS, PROMET-V) mit Geländemessungen (TDR, Tensiometer) für zwei Testgebiete 1995

Tab. 10.1: Mittlere Abweichung der Bodenfeuchteergebnisse [Vol %]

	PROMET-V	ERS	TDR	Tensiometer
PROMET-V		4.4	5.3	2.7
ERS	4.7		4.6	4.5
TDR	16.6	10.3		5.5
Tensiometer	13.6	10.3	1.9	

(Weiße Felder: Testfeld „Etting Kap.“; Graue Felder: Testfeld „Berg“)

## 10.4 Diskussion

Die Unterschiede der berechneten Bodenfeuchtwerte liegen in einem akzeptablen Bereich mit einer mittleren Abweichungen von 4.4 und 4.7 Vol % (s. Tab. 10.1).

Die Unterschiede können in Berücksichtigung der meteorologischen Parametern begründet liegen. PROMET-V modelliert den Niederschlag für den Untersuchungszeitraum, der für die Berechnung des Bodenfeuchtegehaltes notwendig ist. So können eventuell auftretende Fehler in der räumlichen Verteilung des Niederschlages direkte Auswirkungen auf die modellierte Bodenfeuchte haben.

Desweiteren repräsentieren die aus ERS Daten abgeleiteten Bodenfeuchtwerte lediglich eine Momentansituation zur Zeit des Überfluges, während die modellierten Werte über den Tag gemittelt sind.

Die Unterschiede der Geländemessungen sind auf die verschiedenen Messtechniken zurückzuführen. Wie schon in Kapitel 4.2 erwähnt zeigen die Ergebnisse, dass die Messung der Bodenfeuchte auch mit konventionellen Methoden Probleme aufwirft. Auffallend sind die großen Unterschiede zwischen den Geländemessungen und den berechneten Ergebnissen für das Testfeld „Berg“. In diesem Fall spielen die Bodentypen eine Schlüsselrolle in der Bestimmung der Bodenfeuchte.

Das Modell PROMET-V ist sehr sensitiv für die angenommenen Bodenarten. Bei der Modellierung wurden aus der Bodenkarte Bodeneigenschaften abgeleitet. Diese haben einen großen Einfluss auf das dynamische Verhalten des Wassers im Boden (Infiltration, Perkolation, etc.) und somit auch einen starken Einfluss auf den modellierten Bodenfeuchtegehalt. Die Ergebnisse der Bodenfeuchteverteilung korrespondieren stark mit der Bodentexturkarte (Abb. 10.4).

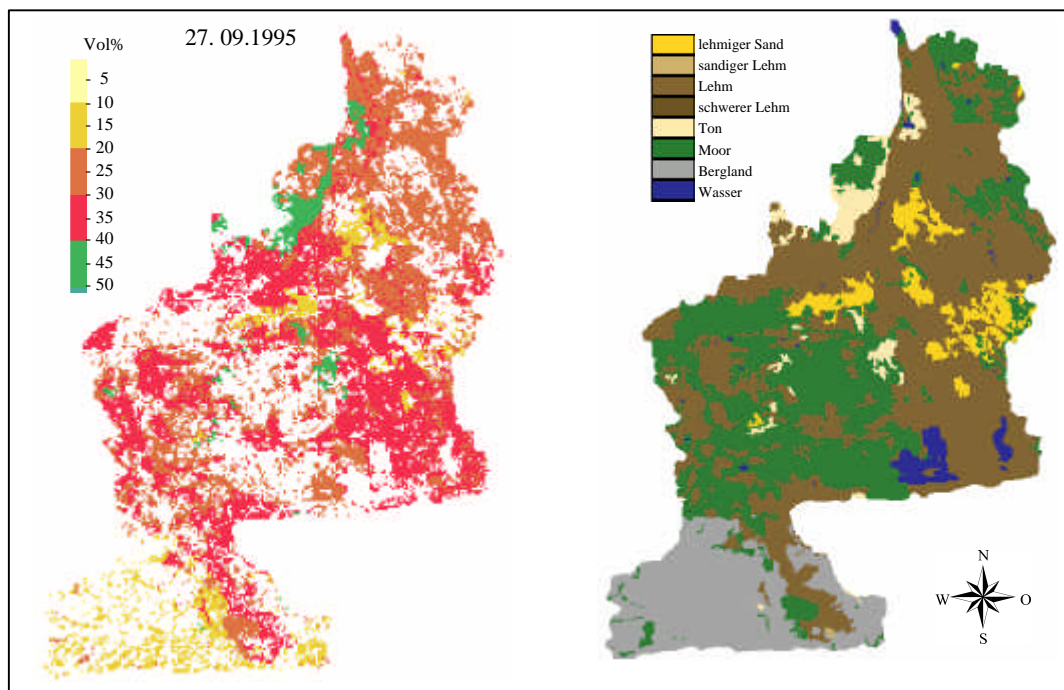


Abb. 10.4: Vergleich der modellierten Bodenfeuchtekarte (27.09.1995) mit der verwendeten Bodenkarte

Im Gegensatz dazu ist der Einfluss der Bodenarten auf die Berechnung der Bodenfeuchte aus Radardaten gering. Das geht aus Abbildung 10.5 hervor. Sie zeigt den funktionalen Zusammenhang zwischen der Dielektrizitätskonstante und der Bodenfeuchte. Dabei wird deutlich, dass die Kurven für unterschiedliche Bodentexturen sehr ähnlich verlaufen, wenn man von der Kurve für Mooregebiete mit hohem organischen Anteil absieht.

Weiter Unterschiede können darauf zurückgeführt werden, dass sich die Ergebnisse der Radardaten lediglich auf die oberste Bodenschicht beziehen, während die modellierten PROMET-V-Ergebnisse einen gemittelten Bodenfeuchtegehalt der obersten 5-cm-Schicht zeigen.

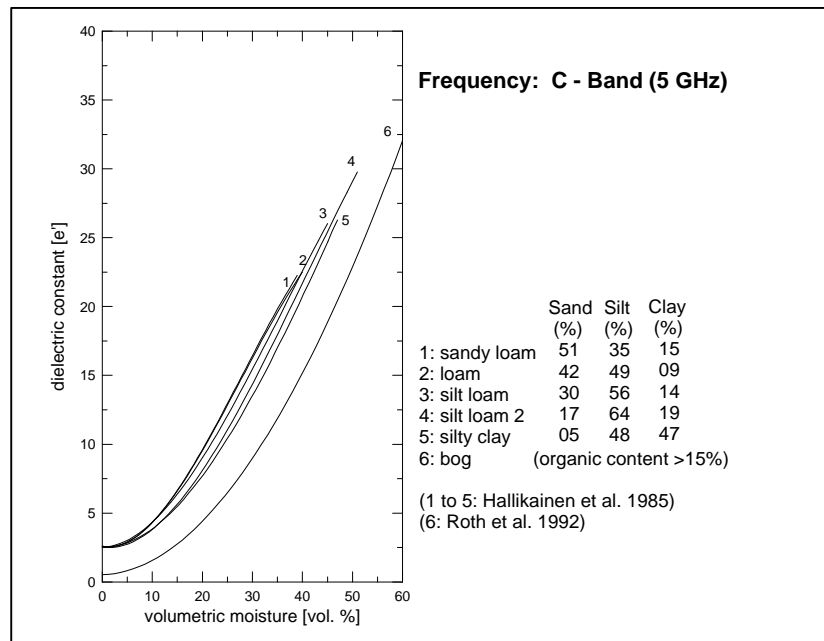


Abb. 10.5: Beziehungen zwischen der Bodenfeuchte [Vol %] und der Dielektrizitätskonstanten in Abhängigkeit der Bodenart

Die berechneten Bodenfeuchteergebnisse abgeleitet von ERS.SAR-Daten und modelliert mit PROMET-V zeigen generell eine Übereinstimmung. Die Bodenfeuchtekarten ermittelt mit Fernerkundungsdaten bieten die Möglichkeit zur Verbesserung der Modelsergebnisse. Die fernerkundeten Karten der Oberflächenbodenfeuchte können bei PROMET-V verwendet werden, um die Bodenfeuchtebedingungen beim Modellstart festzulegen. Des weiteren können die Bodenfeuchtwerte aus ERS-Daten verwendet werden, um die modellierte Bodenfeuchte während des Modelllauf anzupassen und dadurch die Fehler aufgrund von Ungenauigkeiten der Niederschlagsmuster und von bodenhydraulischen Parametern zu vermeiden.

Eine systematische Analyse der Zeitserien der fernerkundeten Bodenfeuchtekarten, zum Beispiel durch einen Vergleich mit modellierten Bodenfeuchtemustern, ist ein Mittel zur Erkennung von Gebieten mit signifikanten Unterschieden zwischen den beiden Methoden. Es ist wahrscheinlich, dass diese Unterschiede auf bodenhydrologische Parameter zurückzuführen sind. So kann die Synergie von Fernerkundungstechniken und Modelsergebnissen helfen, verbesserte Karten von Bodenparametern abzuleiten, die mit nur einer Methode nicht möglich wären.

## 11 Fernerkundungsbasiertes Hochwassermodell IFFS

### 11.1 Einführung

Im folgenden Kapitel soll am Beispiel der Hochwasserprognose gezeigt werden, welche Verbesserungen durch die Verwendung von Fernerkundungsdaten in der Modellierung erzielt werden können. Diese Studie fand in Zusammenarbeit mit der Firma „Vista VISTA Geowissenschaftliche Fernerkundungs-Anwendungen“ statt. Die Entwicklung und Konzeption des fernerkundungs-basierten Hochwassermodells, sowie die Modellierung wurden von der Firma VISTA durchgeführt. Die Methoden zur Extraktion der Eingabeparameter aus Satellitendaten und die Bereitstellung derer für die Modellierung wurden am Institut entwickelt und durchgeführt.

Die Hochwasservorhersage und -simulation ist ein wesentlicher Bestandteil der Planung und Durchführung von zivilen Schutzmaßnahmen (z.B. Dämme, Speicher) sowie der frühzeitigen Warnung (Evakuierung). Die wirtschaftliche Bedeutung von Hochwasservorhersagen ist enorm. 85 % der zivilen Schutzmaßnahmen der EU-Mitgliedstaaten erfolgen im Zusammenhang mit Hochwasserereignissen (EC Report Task Force Water, 1996).

Die hydrologische Modellierung ist in der Hochwasservorhersage weit verbreitet. Die in der Praxis genutzten Modelle entwickelten sich von einfachen statistischen Modellen (Regression der Abflusswerte von stromaufwärts zu stromabwärts gelegenen Messstationen) zu verstärkt physikalisch basierten Systemen, die über den Niederschlag als Input gesteuert werden. Diese Niederschlag-Abfluss-Modelle benötigen die räumliche Verteilung der für die Abflussbildung relevanten Landoberflächenparameter. Statische Parameter oder Parameter mit geringer zeitlicher Veränderung können entweder aus Karten (z.B. Bodenkarte) oder über Fernerkundungsdaten (z.B. Landnutzung) ermittelt werden. Zeitlich stark variable Landoberflächenparameter, wie z.B. Bodenfeuchte oder Schneeflächen, die für die Modelle benötigt werden, können bis jetzt noch nicht in ihrer räumlichen Verteilung und mit der erforderlichen zeitlichen Auflösung von 1-3 Tagen erfasst werden. Die Optimierung operationeller Hochwasservorhersagesysteme erfordert demnach eine verbesserte Bereitstellung räumlicher Eingabeparameter. In diesem Zusammenhang haben Fernerkundungsverfahren und insbesondere SAR-Sensoren ein großes Potential.

Das Hochwasservorhersagesystem IFFS (Integrated Flood Forecast System) maximiert die Nutzung von Fernerkundungsdaten. Diese neue Vorgehensweise erlaubt einerseits die einfache Übertragbarkeit der Methode auf verschiedene Einzugsgebiete, auch wenn dort die konventionelle Datengrundlage zunächst eingeschränkt ist. Andererseits erlaubt nur die Fernerkundung die Erfassung zeitlich und räumlich dynamischer Landoberflächenparameter, wie z.B. die Bodenfeuchteverteilung. Die Einbindung dieser Daten ermöglicht dem Hochwassermodell eine verbesserte Reaktion auf die aktuell herrschende Situation (BACH et al 1998a, 1998b).

### 11.2 Methodik

Das IFFS besteht aus zwei Teilen. Der erste Teil des Systems beschreibt Landoberflächenparameter des Einzugsgebietes, die als zeitlich statisch angenommen werden (vgl. Abb. 11.1, oben). Dazu gehören Topographie, Fließwege, Hangneigung, Bodenbedeckung und Bodenarten. Das Retentionsvermögen des Einzugsgebietes unter normalen Bedingungen wird aus

einer Verschneidung von Boden- und Landnutzungskarte ermittelt und liegt als sogenannte CN-Wert-Karte vor.

Der zweite Teil von IFFS modelliert die dynamische Reaktion des Abflusses auf ein Niederschlagsereignis als Input (vgl. Abb. 11.1). Die Niederschlagsverteilung kann je nach Datenverfügbarkeit über die Interpolation von Niederschlags-Daten ausgewählter Klimastationen, aus Wetterradar, METEOSAT-Analysen oder Wettervorhersagemodellen ermittelt werden. Anhand der herrschenden Bodenfeuchte unmittelbar vor dem Hochwasserereignis wird die aktuelle Speicherkapazität im Einzugsgebiet bestimmt.

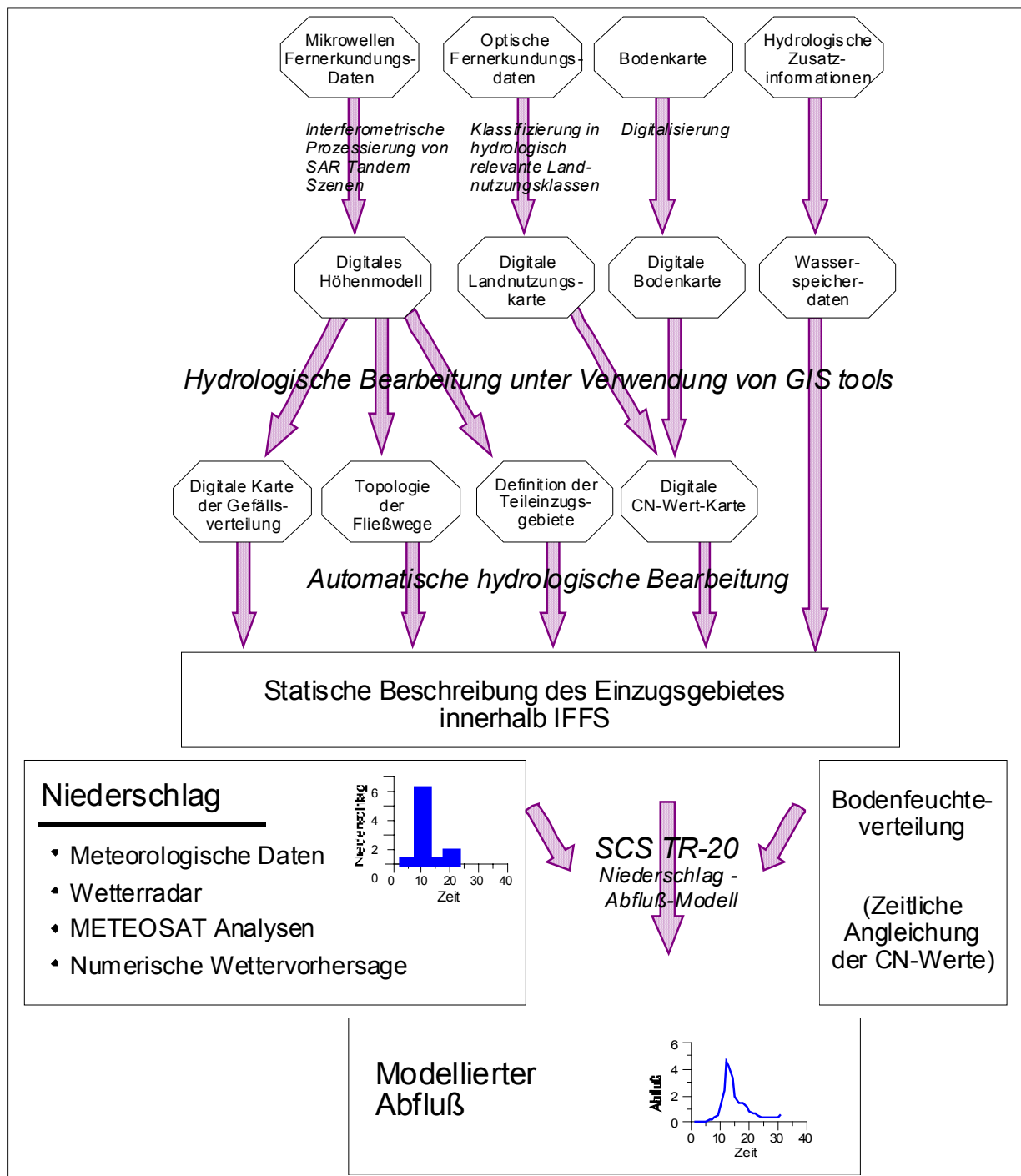


Abb. 11.1: Methodik zur statischen Beschreibung des Einzugsgebietes innerhalb IFFS sowie für den dynamischen Aufbau von IFFS für ein spezifisches Hochwasserereignis.



Das verwendete Niederschlag-Abfluss-Modell ist eine modifizierte Version der SCS-Methode TR-20 (SOIL CONSERVATION SERVICE 1985), dessen Anwendung in der hydrologischen Praxis weit verbreitet ist. Das Modell wurde dahingehend modifiziert, dass über GIS-Tools eine automatisierte Eingabe von Fernerkundungsdaten ermöglicht wird. Anhand eines Modellaufs für ein Hochwasserereignis im Ammereinzugsgebiet im August 1995 soll eine detaillierte Beschreibung der Methodik von IFFS erfolgen.

#### 11.2.1 Fernerkundung und GIS-Analysen für die statische Beschreibung eines Einzugsgebietes

Zunächst wird als erste Fernerkundungsdatenquelle ein interferometrisch abgeleitetes DHM (Digitales Höhenmodell) genutzt, um die Topographie des Einzugsgebietes festzulegen (vgl. Kap. 5.2). Die dem DHM zugrundeliegenden ERS-Daten wurden am 6. und 7. Dezember 1995 während der ERS-Tandemmission aufgenommen. Das daraus resultierende Höhenmodell (Abb. 11.2, links) hat eine räumliche Auflösung von 30 m und eine relative vertikale Genauigkeit von 10 m und ist für die Ableitung der Fließwege in hügeligen und gebirgigen Regionen ausreichend genau.

Über die Verwendung hydrologischer GIS-Werkzeuge wurden auf der Basis des interferometrisch erstellten Höhenmodells das Einzugsgebiet (Wasserscheiden), die Teileinzugsgebiete, die Verteilung des Gefälles und die Fließwege abgeleitet. Einige dieser Datenlayer sind in Abbildung 11.2 dargestellt. Sie werden zur automatischen Erzeugung der hydrologischen Struktur des Abflussmodells verwendet.

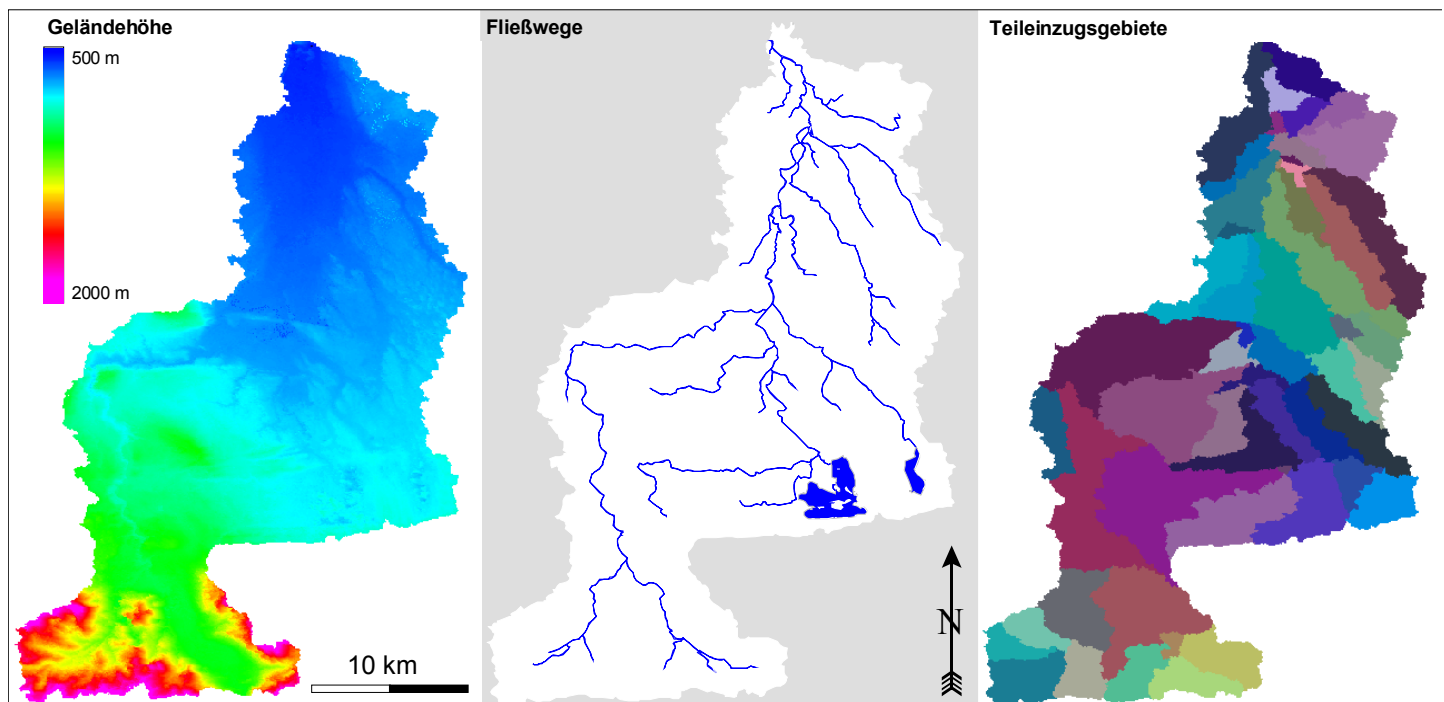


Abb. 11.2: Räumliche Eingabeparameter für IFFS, die unter Verwendung von GIS-Tools aus SAR-Daten abgeleitet wurden; links: interferometrisch erstelltes DHM des Ammereinzugsgebietes, mitte: Fließwege, rechts: Teileinzugsgebiete

Zudem werden optische Satellitendaten (LANDSAT-TM) klassifiziert, um die Verteilung der Landoberflächenbedeckung zu erhalten (STOLZ & MAUSER 1996). Zusammen mit einer Bodenkarte wird das Einzugsgebiet dann in hydrologisch relevante Klassen (sog. CN-Werte) eingeteilt. Niedrige CN-Werte zeugen von einem hohen Retentionsvermögen der Oberfläche



(Abb. 11.3). Bei hohen Werten kann von der entsprechenden Teilfläche nur ein geringer Teil des Niederschlags zurückgehalten werden. Daher haben diese Bereiche hohen direkten Abfluss und einen großen Anteil an der Abflussspitze.

Außer den Fernerkundungsdaten sind zum statischen Setup des hydrologischen Modells nur noch Informationen über die Speichervolumina der Reservoirs (Seen) notwendig.

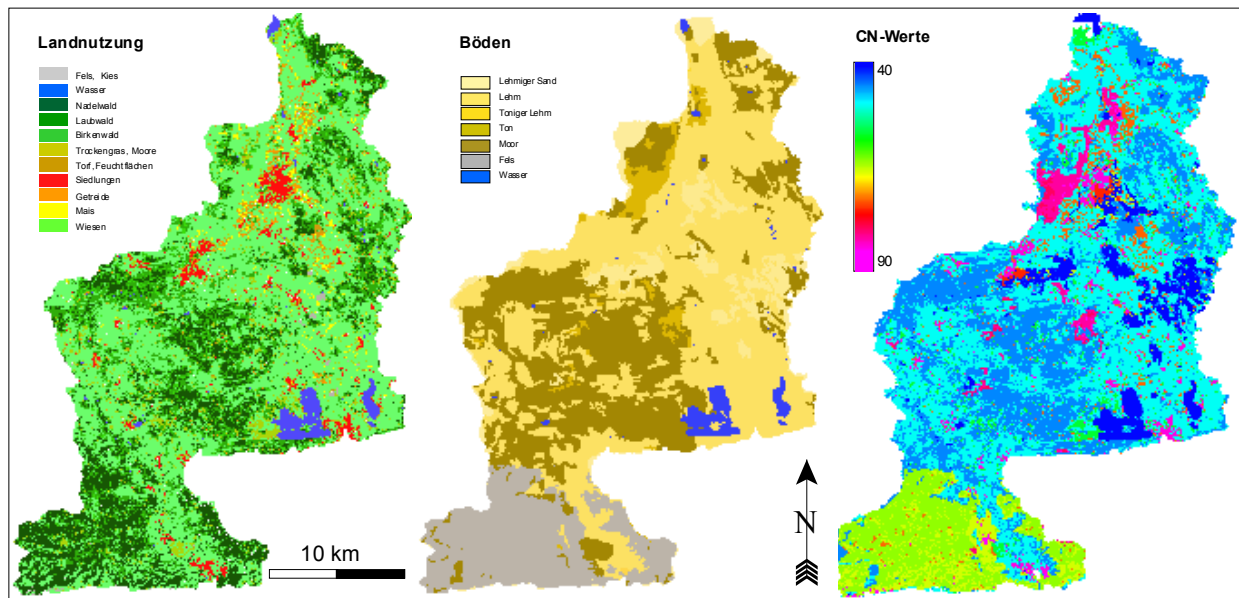


Abb. 11.3: Landnutzung (links), digitalisierte Bodenkarte (Mitte), CN-Werte (rechts)

### 11.2.2 Bestimmung der Bodenfeuchteverteilung

Für den dynamischen Teil des Systems, der sich auf ein bestimmtes Hochwasserereignis bezieht, werden aufbereitete Niederschlagsdaten als Input benötigt. Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurden sie aus Klimastationsdaten interpoliert.

An diesem Punkt ist auch die Kenntnis der Bodenfeuchte für die hydrologische Modellierung von Bedeutung, da die Bodenfeuchte den Sättigungsgrad des Einzugsgebietes und somit den Anteil des Niederschlags am Oberflächenabfluss bzw. der Infiltration bestimmt. Die gleiche Niederschlagsmenge, die unter „normalen“ Umständen zu keinem bemerkenswerten Anstieg des Wasserspiegels führt, kann zu Hochwasser führen, falls der Bodenspeicher bereits mit Wasser gefüllt ist und die Speicherkapazität somit fast Null ist.

Da die Information über die Bodenfeuchteverteilung in der Regel fehlt, wird sie in hydrologischen Modellen über die Angabe eines Vorregen-Index, der aus Niederschlagsmessungen der vorigen Tage abgeleitet wird, oder eines Feuchte-Index, der von aktuellen Abflusswerten abgeleitet wird, erfasst. Diese Indizes können jedoch die gesamte zeitliche und räumliche Variabilität der Bodenfeuchte nicht adäquat wiedergeben. Das kann zu entscheidenden Fehlern in der Hochwasservorhersage führen. Dagegen ermöglicht die Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung aus SAR-Daten ermöglicht eine verbesserte Aussage über die im Einzugsgebiet herrschende Feuchte des oberflächennahen Bodens und ist somit ein Indiz für die aktuelle Speicherkapazität des Bodens, die als Input in das Niederschlag-Abfluss-Modell eingeht.

Aus zwei georeferenzierten ERS.SAR-Datensätze, die am 23. und 24.08.1995 kurz vor dem Hochwasserereignis im August 1995 von ERS1/2 aufgenommen wurden, wurde flächenhaft

die Bodenfeuchte abgeleitet (Abb. 11.4). Die Oberflächenfeuchte schwankt zwischen 40 und 55 Vol. %. Von der Berechnung ausgenommen sind die versiegelten und bewaldeten Bereiche, sowie die Wasserflächen (s. Kap. 6.1).

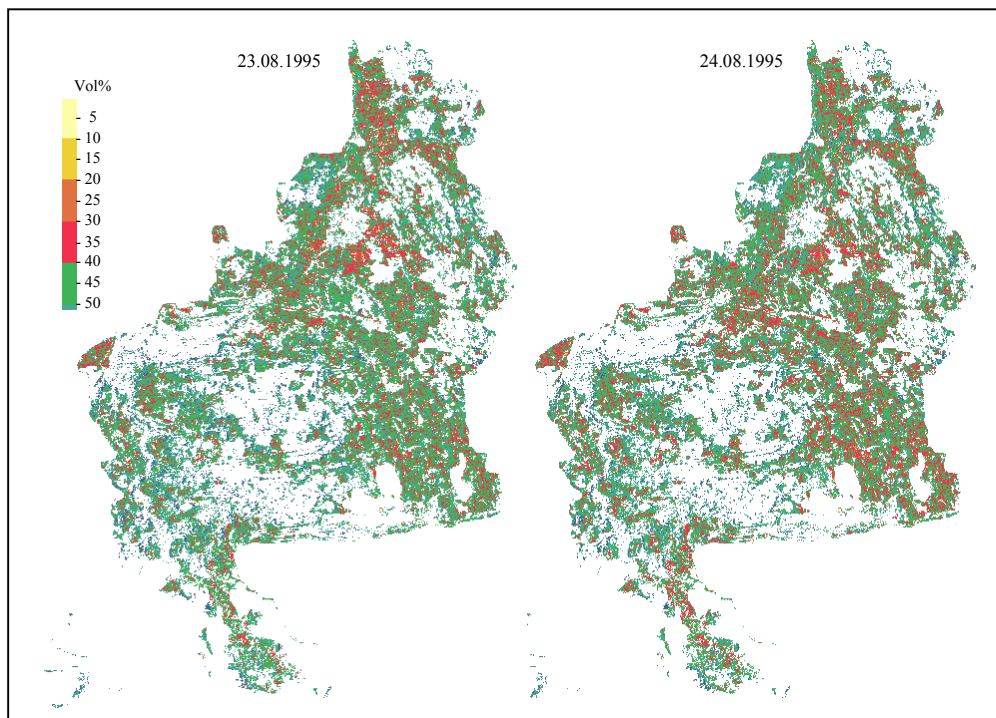


Abb. 11.4: Bodenfeuchte abgeleitet aus den ERS-Daten vom 23./24.08.1995

### 11.3 Hochwassermodellierung für die Ammer

Für das Hochwasserereignis im Einzugsgebiet der Ammer im August 1995 wurden Testläufe gestartet. Die zur Validierung der Modellrechnungen relevanten Abflussmessungen stammen von den Pegelmessstationen im 700 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet, die in Abbildung 11.5 dargestellt sind.

Abbildung 11.6 zeigt den Niederschlag, der an einer meteorologischen Station gemessen wurde, zusammen mit dem beobachteten Abfluss der Pegelstation am Auslass des Ammereinzugsgebietes. Zusätzlich enthält die Graphik zwei Modellergebnisse. Die obere blaue Kurve stellt den Abfluss dar, der unter der Annahme eines zum Zeitpunkt des Hochwasserereignisses relativ feuchten, nahezu gesättigten Bodens modelliert wurde. Legt man für den Modellauf einen trockenen Boden mit hoher Speicherkapazität zugrunde, erhält man die untere, grüne Linie als Ergebnis für den modellierten Abfluss. Die beiden Annahmen entsprechen den Extrema der möglichen Bodenfeuchtebedingungen. Sie zeigen den großen Einfluss der Bodenfeuchte auf die Modellergebnisse und verdeutlichen die hohe Sensibilität des modellierten Abflusses in Abhängigkeit von der anfänglichen Feuchte.

Während unter trockenen Bedingungen der Spitzenabfluss bei annähernd 75 m<sup>3</sup>/s liegt, erreicht er unter feuchten Bedingungen über 250 m<sup>3</sup>/s. Auch die Form des Hydrographen verändert sich. Bei feuchtem Bodenzustand führt das Niederschlagsmaximum (Stunde 115) zu einem unmittelbaren und starken Anstieg des Abflusses. Die Abflussspitze wird bereits einige Stunden später erreicht (Stunde 135). Das erste Maximum ist bei trockenen Bodenverhältnissen stark abgedämpft. Der geringere, aber kontinuierliche Niederschlag führt erst bei Stunde 170 zum eigentlichen Abflussmaximum.

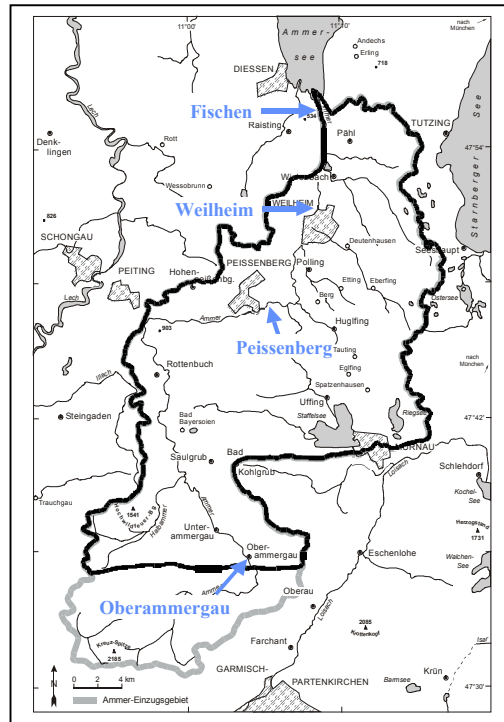


Abb. 11.5: Pegelstationen des Ammereinzugsgebiets

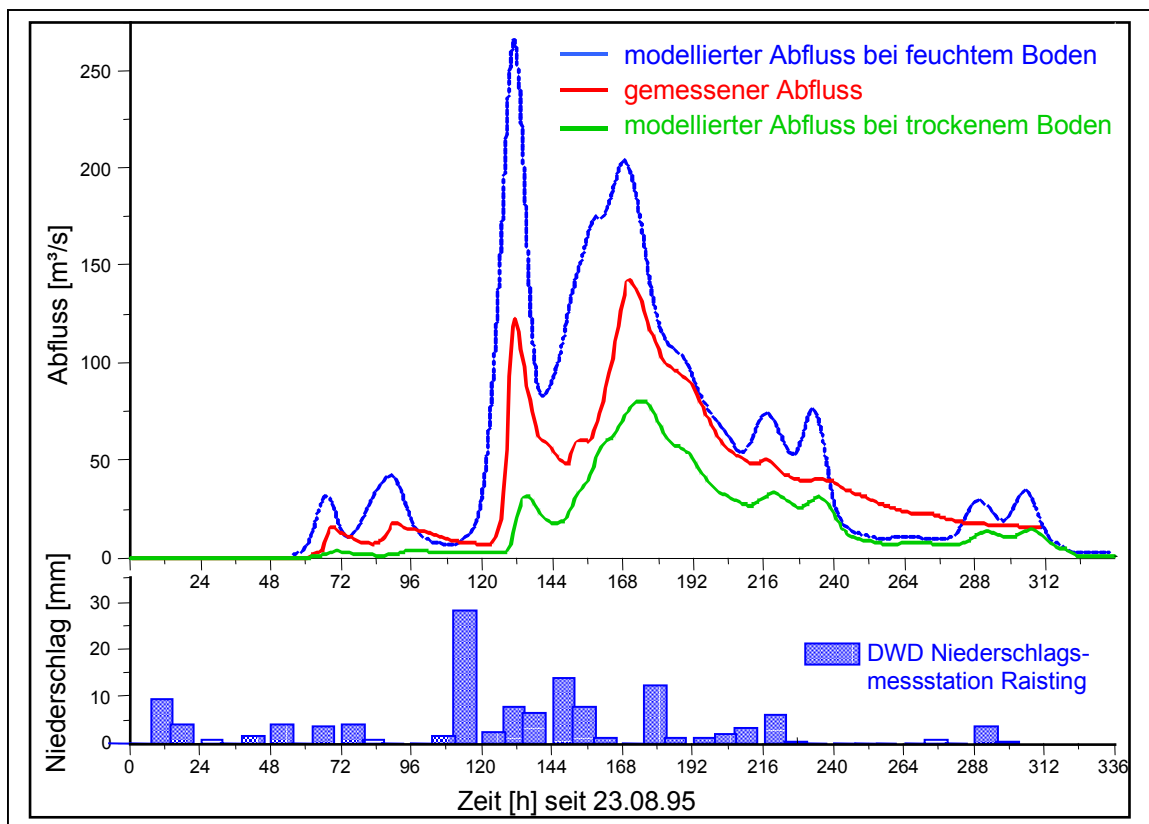


Abb. 11.6: Das Hochwasserereignis im Ammereinzugsgebiet August 1995 und der Schwankungsbereich des Abflussmodells in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte

Für die Modellierung des Hochwasserereignisses standen ERS-Aufnahmen vom 23. und 24. August zur Verfügung, auf deren Basis zwei Bodenfeuchtekarten berechnet wurden. Aus beiden Karten wurde für jedes Teileinzugsgebiet ein Bodenfeuchtemittelwert gebildet und darüber der Vorregen-Index für den folgenden Modellauf abgeleitet. In der aktuellen Version von IFFS sowie der Standard-Version des angewendeten Niederschlag-Abfluss-Modells können nur drei Feuchtezustände angenommen werden: trocken, normal und feucht. Die errechneten Bodenfeuchtemittelwerte wurden somit in drei Gruppen klassifiziert: unter 30 Vol. % (trocken), bis zu 50 Vol. % (normal) und über 50 Vol. % (feucht). In einer erweiterten Version von IFFS ist geplant, die abgeleiteten Bodenfeuchtwerte im hydrologischen Modell direkt zu nutzen. Dazu muss aber ein größerer Datensatz analysiert werden, um die Methodik für eine weitere Differenzierung der Bodenfeuchtebedingungen zu verifizieren.

Abbildung 11.7 zeigt das Ergebnis des modellierten Abflusses, der mit den aus den ERS-Bildern abgeleiteten Bodenfeuchtebedingungen berechnet wurde. Modellierter und gemessener Abfluss stimmen weitgehend überein, sowohl in der Höhe als auch im zeitlichen Verlauf der Abflusskurve. Dieses Ergebnis wurde ohne jegliche Kalibrierung des Niederschlag-Abfluss-Modells erreicht.

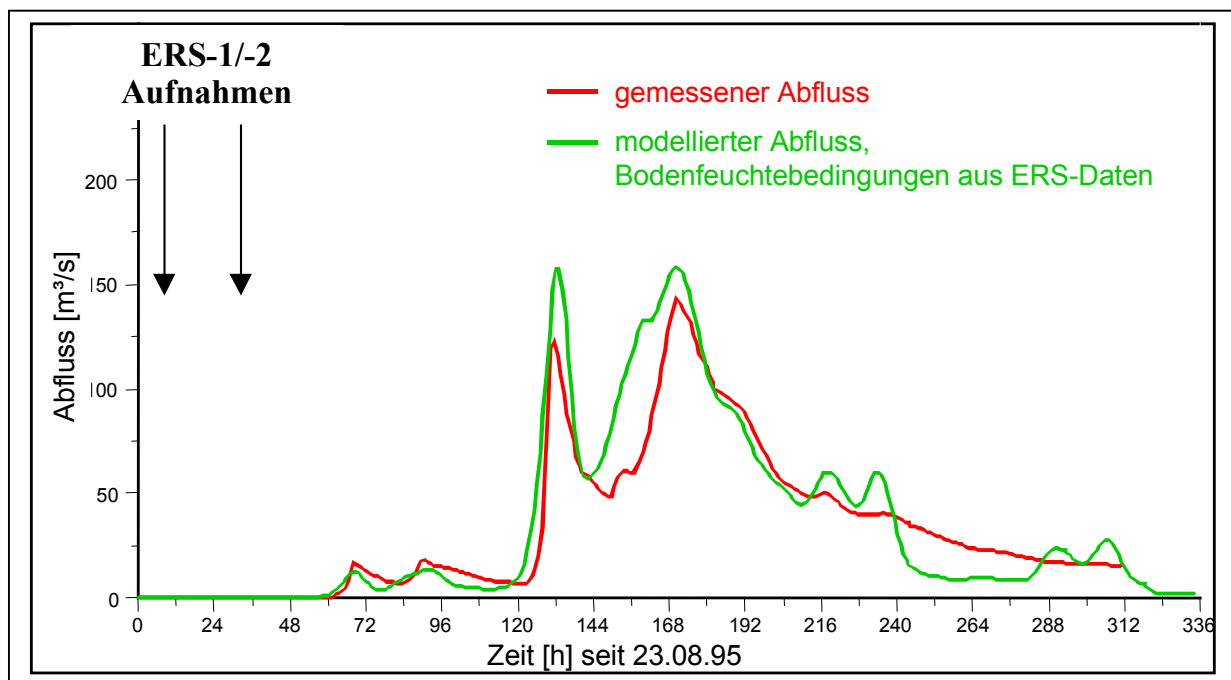


Abb. 11.7: Vergleich des gemessenen und modellierten Abflusses, basierend auf der aus SAR-Daten ermittelte Bodenfeuchte

#### 11.4 Diskussion

Der Modelltestlauf zeigt das Potential von IFFS. Außer den Niederschlagsmessungen, der Bodenkarte und den Informationen über den Staffelsee, der ähnlich einem Speicher im Einzugsgebiet reagiert, sind alle Informationen und Eingabeparameter mit Hilfe der Fernerkundung ermittelt. Eine Kalibrierung des Hochwassermodells wurde nicht durchgeführt. Da IFFS primär auf Fernerkundungsdaten basiert, kann es auch in Regionen übertragen und angewendet werden, in denen die Informationen über das Einzugsgebiet eingeschränkt sind, was z.B. häufig in Entwicklungsländern der Fall ist.

Die Auswahl eines Testlaufes zeigt das Problem der aktuellen Verfügbarkeit von SAR-Daten. Während der letzten 5 Jahre wurde das Ammereinzugsgebiet von 6 Hochwasserereignissen

heimgesucht, mit einer Dauer von insgesamt 50 Tagen. Für diesen Zeitraum sind nur 3 ERS 1/2 Szenen verfügbar, die zur Ableitung der Bodenfeuchteverteilung genutzt werden konnten. Da die Bodenfeuchteverteilung aus SAR-Daten gewonnen wird, schränkt diese unzureichende Datengrundlage die Nutzung von IFFS derzeit noch stark ein. Genauere Analysen und Sensitivitätsstudien erfordern eine wesentlich bessere Datengrundlage.

Derzeit berechnet IFFS nur von Niederschlägen verursachte Hochwasserereignisse. Da viele schwere Hochwasser durch ein Zusammenfallen von Starkniederschlägen mit der Schneeschmelze verursacht werden, soll IFFS auch für diese Fälle erweitert werden. Das Potential optischer Ferneerkundungsmethoden für die Beobachtung von Schneeflächen liegt auf der Hand. Zur Hochwassermodellierung ist jedoch nicht nur die Ausdehnung der Schneedecke ausschlaggebend. Sie stellt auch einen temporären Speicher dar, wodurch der Wasserhaushalt stark beeinflusst wird. Wichtig ist dabei der Zustand des Schnees. Diese Information kann grundsätzlich aus SAR-Daten abgeleitet werden (ROTT & NAGLER 1994).

Aus hydrologischer Sicht ist sowohl für die Bestimmung der Bodenfeuchteverteilung als auch der Schneevorkommen eine Repetitionsrate des SAR-Sensors von 1 bis 3 Tagen erforderlich. Obgleich dies zur Zeit noch nicht möglich ist, bietet ENVISAT neue Perspektiven. Die dort eingesetzten Sensoren ASAR, MERIS und AATSR können für eine bessere räumliche Erfassung der Bodenfeuchte und Schneebedeckung mit einer für die Abflussmodellierung ausreichenden zeitlichen Auflösung genutzt werden. Aufgrund der nahezu in Echtzeit nutzbaren Daten von ENVISAT, wird auch die Einbindung in die praktische Anwendung möglich werden.

## 12 Veröffentlichungen im Projekt

BACH, H. LAMPART, G., RIEGLER, G., MAUSER, W. (1998): First Results of an Integrated Flood Forecast System Based on Remote Sensing Data. Preprint ESA Publication 1998; ESTEC, Noordwijk, October 1998: Second International Workshop on Retrieval of Bio- and Geo-physical Parameters from SAR Data for Land Applications.

BACH, H. LAMPART, G., STRASSER, G., MAUSER, W. (1998): An Integrated Flood Forecast System based on remote sensing data. Earth Observation Quarterly, Vol.1, 1999, in print.

BACH, H., LAMPART, G., STRASSER, G. & MAUSER, W. (1999): An Integrated Flood Forecast System based on Remote Sensing Data. In: Proceedings of the IGARSS'99 Symposium, Hamburg Juni/Juli 1999, im Druck.

BACH, H., LAMPART, G., STRASSER, G. & MAUSER, W. (1999): An Integrated Flood Forecast System based on Remote Sensing Data. Earth Observation Quarterly, Vol. 1.

MAUSER, W., BACH, H., DEMIRCAN, A., EIBL, B., RIEGLER, G., SCHNEIDER, K. (1997): The Contribution of Microwave Data to Distributed Hydrologic Modeling. In: Space at the service of our Environment, 4<sup>th</sup> ERS-Symposium, Florence 1997, SP-414, Vol. 1, pp 77-84.

MAUSER, W., BACH, H., LUDWIG, R., RIEGLER, G. (1997): Bestimmung hydrologischer Modellparameter mittels Fernerkundung. In: Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung (ZPF), Heidelberg 1997, 5 - 6 1997, S. 170 - 177.

MAUSER, W., BACH, H., STRASSER, U., SCHNEIDER, K. (1998): The Contribution of Remote Sensing Data to Distributed Hydrologic Modeling, Proc. 27<sup>th</sup> Intern. Symp. Remote Sensing of Environment, Tromsø, June 8-12, 1998, pp295-299.

RIEGLER, G., MAUSER W. (1998): Geometric and Radiometric Terrain Correction of ERS SAR Data for Applications in Hydrologic Modelling. In: Proceedings of the IGARSS'98 Symposium, Seattle.

RIEGLER, G., STOLZ, R., MAUSER W. (1998): Geometric and Radiometric Corrections of ERS SAR Data for Biomass Estimation of Meadows in Rugged Terrain. In: EUROPTO-Series, SPIE Symposium Barcelona.

ROMBACH, M., MAUSER, W. (1997): Multi-anual Analysis of ERS Surface Soil Moisture Measurements of Different Land Uses. In: Space at the service of our Environment, Third ERS-Symposium, Florence 1997, SP-414, Vol. 1, pp 25-34.

STRASSER, G., SCHNEIDER, K. & MAUSER W. (1999): The Use of ERS SAR Data derived Soil Moisture Distributions for SVAT-Model Validation. In: Proceedings of the IGARSS'99 Symposium, Hamburg Juni/Juli 1999.

STOLZ, R. (1998): Die Verwendung der Fuzzy Logic Theorie zur wissensbasierten Klassifikation von Fernerkundungsdaten. Ein methodischer Ansatz zur Verbesserung von Landnutzungsklassifikationen in mesoskaligen heterogenen Räumen, dargestellt am Einzugsgebiet der Ammer. In: Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B, Geobuch-Verlag, München.

STOLZ, R., MAUSER, W., (1997): Evaluation of ERS Data for Biomass Estimation of Meadows. In: Space at the service of our Environment, Third ERS-Symposium, Florence 1997, SP-414, Vol. 1, pp 203-207.

STOLZ, R., STRASSER, G. & MAUSER, W. (1999): A Knowledge Based Multisensoral and Multitemporal Approach for Land Use Classification in Rugged Terrain using LANDSAT TM and ERS SAR. In: EUROPTO- Series, SPIE Symposium Florenz September 1999.

### **13 Vorträge und Präsentationen**

MAUSER, W.: Mesoskalige Wasserhaushaltsmodellierung unter Verwendung von Fernerkundungsdaten. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe, November 1997.

MAUSER, W., SCHNEIDER, K.: Anwendung von Fernerkundungsverfahren in der Hydrologie. Fachtagung zur Zukunft der Hydrologie in Deutschland, Koblenz, Januar 1998.

EIBL, B., MAUSER, W. (1998): Vergleich von atmosphärenkorrigierten Daten zur Berechnung der Albedo aus WIFS-, MOS/B- und NOAA/AVHRR-Daten. (Vortrag bei der DGPF-Tagung in München vom 14.10. – 16.10.1998).

STRASSER, G.: Ableitung von Flächenparametern aus ERS SAR Daten für die hydrologische Modellierung. Vortrag im Rahmen eines Doktoranden Workshops bei Dornier Satellitensysteme GmbH, 11. – 12.03.1999 in Friedrichshafen.



## 14 Literaturverzeichnis

- ALLEN, C.T. (1995): Interferometric Synthetic Aperture Radar, Review Article, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society Newsletter, pp. 6-13.
- BACH, H., LAMPART G., RIEGLER G. & MAUSER W. (1998): First Results of Integrated Flood Forecasting System Based on Remote Sensing Data. ESTEC, Second International Workshop on: Retrieval of Bio- and Geo-physical Parameters from SAR Data for Land Applications, ESTEC, Noordwijk 21 -23 October 1998, ESA-Publication in print.
- BACH, H., LAMPART G., STRASSER G. & MAUSER W. (1998): An Integrated Flood Forecast System Based on Remote Sensing Data. Earth Observation Quarterly.
- BACH, H. & MAUSER, W. (1994): Atmospheric Correction of Hyperspectral Data in Terms of the Determination of Plant Parameters, EUROPTO- Series, SPIE, Vol. 2318, pp. 52 - 62.
- BACH, H., BRAUN, M. (1999): Fuzzy Logic Classification for the Extraction of Surface Parameters in Alpine Areas. IEEE Proceedings of IGARSS'99 Hamburg, pp.1360-1362.
- BALDOCCHI, D. D., HICKS, B. B. & Camara, P. (1987): A canopy stomatal resistance model for gaseous depositions to vegetated surfaces. In: *Atm. Environm.*, 21, S. 91-101.
- BATTRIC B. (Ed.) (1993): ERS User Handbook. Eurimage & ERS User Services Section, ESRIN, Frascati.
- BISCOE, P. V., COHEN, Y. & WALLACE, J. S. (1976): Community Water Relations. Daily and Seasonal Changes of Water Potential in Cereals. In: *Phil. Trans. Royal Soc. London*, ser. B, Nr. 273, S. 565-580.
- BONHAM-CARTER, G.F. (1994): *Geographic Information Systems for Geoscientists*", Pergamon Press, Ontario.
- BOYER, J. S. (1976): Water Deficits and Photosynthesis. In: Kozlowski, T. (Hrsg.): *Water Deficits and Plant Growth IV*, S. 153-190, Academic Press, New York.
- BRADEN, H. (1995): The Model AMBETI, A Detailed Description of a Soil-Plant-Atmosphere Model. In: *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr.195, Offenbach am Main.
- BRIDGE, G.C. (1992): Status of the Meteosat Operational Programme. In: *Proceedings of the 9<sup>th</sup> Meteosat scientific users' meeting in Locarno*, S. 3-10.
- BROOKS, R. H. & COREY, A. T. (1964): Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow. In: *Journ. Irr. Drain. Div., Am. Soc. Civil Engin.* IR2, S. 61-88.
- BRUDSAERT, W. (1982): *Evaporation into the Atmosphere - Theory, History and Application*. D. Reidel Publ. Comp, Dordrecht-Boston-London.
- BUDYNCZUK, S. (1997): Aufbau und Nutzung eines Geographischen Informationssystems für die Hochwassermodellierung im Einzugsgebiet der Ammer. Diplomarbeit am Institut für Geographie, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- BURROUGH, P. et al. (1992): Fuzzy Classification Methods for Determining Land Suitability from Soil Profile Observations and Topography", *Journal of Soil Science* 43, p.193-210.
- CHE, N. & PRICE, J.C. (1992): Survey of Radiometric Calibration Results and Methods for Visible and Near Infrared Channels of NOAA-7, -9, and -11 AVHRRs. In: *Remote Sensing of Environment*, Vol. 41, pp. 19-27.

- DEMIRCAN, A. (1995): Die Nutzung fernerkundlich bestimmter Pflanzenparameter zur flächenhaften Modellierung von Ertragsbildung und Verdunstung. In: Münchener Geographische Abhandlungen. Vol. B 20, 1995, Geobuch-Verlag, München.
- DIEKMANN, F.-J., HAPP, S., RIELAND, M., BENESCH, W., CZEPLAK, G. & KASTEN, F. (1988): An Operational Estimate of Global Solar Irradiance at Ground Level from METEOSAT Data: 1985 to 1987. In: Meteorologische Rundschau. Vol. 41, S. 65-79.
- DIEKMANN, F.-J. (1994): An Overview on Applications and Capabilities in the Meteosat Image Processing System. In: International Journal of Remote Sensing, Vol. 15, S. 2285-2298.
- DVWK (1994): Regeln zur Wasserwirtschaft - Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluß-Modellen in kleinen Einzugsgebieten, No. 113/1984.
- EAGLESON, P. S. (1978 a): Climate, Soil and Vegetation, 1. Introduction to Water Balance Dynamics. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 705-712.
- EAGLESON, P. S. (1978 b): Climate, Soil and Vegetation, 2. The Distribution of Annual Precipitation Derived from Observed Storm Sequences. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 713-721.
- EAGLESON, P. S. (1978 c): Climate, Soil and Vegetation, 3. A Simplified Model of Soil Movement in the Liquid Phase. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 722-730.
- EAGLESON, P. S. (1978 d): Climate, Soil and Vegetation, 4. The Expected Value of Annual Evapotranspiration. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 731-739.
- EAGLESON, P. S. (1978 e): Climate, Soil and Vegetation, 5. A Derived Distribution of Storm Surface Runoff. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 741-748.
- EAGLESON, P. S. (1978 f): Climate, Soil and Vegetation, 6. Dynamics of the Annual Water Balance. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 749-764.
- EAGLESON, P. S. (1978 g): Climate, Soil and Vegetation, 7. A Derived Distribution of Annual Water Yield. In: Water Resour. Res., Vol. 14, S. 765-776.
- FERNANDES, D., WALLER, G. & MOREIRA, J.R. (1996): Registration of SAR using the Chirp Scaling Algorithm, Proc. IGARSS '96, Lincoln, May 1996, pp. 1227-1229.
- FUHRER, J. (Hrsg., 1997): Klimaänderung und Grünland, Projektschlussbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderung und Naturkatastrophen“, NFP 31. Zürich, 1997, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- FUNDINGER, R. & KÖHLER, K. (1992): Messung der Material- und Bodenfeuchte mit der Trime-Methode. Ettlingen.
- GARBRECHT, J. & MARTZ, L. (1995): TOPAZ – Version 1.1. National Agricultural Water Quality Laboratory, USDA, Agricultural Research Service, Durant (Oklahoma).
- GENS, R. & VAN GENDEREN, J.L. (1996): SAR Interferometry – Issues, Techniques, Applications. Review Article. International Journal of Remote Sensing, Vol. 17, No. 10, pp. 1803–1835.
- HALLIKAINEN, M., ULABY, F.T., DOBSON, M.C., EL-RAYES, M.A. & WU, L.-K. (1985): Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil – Part I: Empirical Models and Experimental Observations. IEEE Transactions on Geoscience of Remote Sensing, Vol. GE-23, No. 1, pp. 25-34.
- HOLECZ F. (1994): Rigorous Derivation of Backscattering Coefficient. IEEE Geoscience and Remote Sensing Society Newsletter, Review Article, pp. 6-14.

- HOTTEL, H. C. (1976): A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy*, Vol. 18, S. 129-134.
- ITTEN, K.I. et al. (1992): Correction of the Impact of Topography and Atmosphere on LANDSAT-TM Forest Mapping of Alpine Regions", *Remote Sensing Series Vol.18*, Remote Sensing Laboratories, University of Zurich.
- JARVIS, P. G. (1976): The Interpretation of Variations of Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. In: *Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. B*, Vol. 273, S. 593-610.
- JARVIS, P. G. & MORISON, J. I. L. (1980): The Control of Transpiration and Photosynthesis by Stomata. In: *Jarvis, P. G. und Mansfield, T. L. (Hrsg.): Stomatal Physiology*, S. 248-279.
- KASTEN, F. & CZEPLAK, G. (1980): Solar and Terrestrial Radiation Dependent on the Amount and Type of Cloud. In: *Solar Energy*, Vol. 24. KAUFMANN Y.J. (1989): The Atmospheric Effects on Remote Sensing and its Correction. In: *Ghassem A.: Theory and Application of Optical Remote Sensing*, John Wiley & Sons, New York, S. 336-428.
- KNEIZYS, F.X., ANDERSON, G.P., SHETTLE, E.P., GALLERY, W.O., ABREU, L.W., SELBY, J.E.A. CHETWYND, J.H. & CLOUGH, S.A. (1988): User Guide to LOWTRAN-7. *Environmental Research Papers No. 1010*, AFGL-TR-88-0177, Air Force, Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Ma.
- KÖRNER, C., SCHEEL, J. A. & BAUER, H. (1979): Maximum Leaf Diffusive Conductance of Vascular Plants. In: *Photosynthetica*, Nr. 13, S. 45-82.
- KRAMER, H.J. (1994): *Observation of the Earth and its Environment*. Springer Verlag, Heidelberg, 580 S.
- LANGHOLZ, H. & HÄCKEL, H. (1985): Messungen der photosynthetisch aktiven Strahlung und Korrelationen mit der Globalstrahlung. In: *Meteorol. Rdsch.*, 38, Heft 3, S. 75-82.
- LAUR, H. (1993): ERS-1 SAR Radiometric Calibration. *SAR Calibration Workshop*, ESA WPP-048, ESTEC, Noordwijk.
- LI, F.K. & GOLDSTEIN, R.M. (1990): Studies of Multibaseline Spaceborne Interferometric Synthetic Aperture Radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 28, pp. 88-97.
- LIEBL, M. (1993): Kontinuierliche Messungen der Bodenfeuchte unter verschiedenen Landnutzungen, Diplomarbeit am Institut für Geographie, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 88 S.
- LIU, B. Y. H. & JORDAN, R. C. (1960): The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. In: *Solar Engineering*, Vol. 4.
- LUDWIG, R. (2000): Die flächenhafte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflussbildung im Einzugsgebiet der Ammer. *Diss. Fak. Für Geowiss. LMU München*, 186 S., unveröff.
- MAUSER, W. (1989): Die Verwendung hochauflösender Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem zur Modellierung von Flächenverdunstung und Bodenfeuchte. *Habilitationsschrift*, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i. Br.
- MAUSER, W. & BACH, H. (1995): Integration der METEOSAT-Daten in Datenströme der Hochwasservorhersagezentrale der LfU zur Bestimmung der Niederschlagsverteilung. *Endbericht zur Untersuchung für die Landesanstalt für Umweltschutz, Karlsruhe*, Wessling, 61 S.

- MAUSER W., BACH H., LUDWIG, R. & RIEGLER G. (1997): Bestimmung hydrologischer Modellparameter mittels Fernerkundung. In: Zeitschrift für Photogrammetrie und Fernerkundung (ZPF), 5 - 6 1997, S. 170 - 177, Heidelberg.
- MAUSER, W. (1997): Mesoscale modeling of evapotranspiration using remote sensing data. In: SPIE Proceedings Series 2959, S. 108-118.
- McCLATCHEY, R. A. (1972): Optical properties of the atmosphere. In: Air-Force Cambridge Research Laboratories, Environmental Research Paper, No. 411 (AFCRL-72-0497), Third Edition.
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geographische Schriften, Heft 67, Zürich.
- MONTEITH, J. L. (1965): Evaporation and the environment. Symp. In: Soc. Expl. Biol., 19, S. 205-234.
- MONTEITH, J. L. (1978): Grundzüge der Umweltphysik. Dr. Dietrich Steinkopf Verlag, Darmstadt.
- MÖSER, W. & RASCHKE, E. (1983): Mapping of Global Radiation and of Cloudiness from METEOSAT Image Data. In: Meteorologische Rundschau, Bd. 36, Heft 2.
- MÜCK, R. (1996): Flächenhafte Modellierung der Globalstrahlung mit Hilfe von METEOSAT-Daten. Diplomarbeit am Institut für Geographie, Lehrstuhl für Geographie und Geographische Fernerkundung der Ludwig-Maximilians-Universität München, 89 S.
- MURA, J.C. & MOREIRA, J.R. (1993): Calibration of the DLR/INPE SAR Processor for ERS-1 Interferometry. ESTEC, Noordwijk, pp. 231 – 236.
- PHILIP, J. R. (1960): General Method of Extract Solution of the Concentration-Dependent Diffusion Equation. In: Aust. J. Phys., Nr. 13, S. 1-12.
- PLÜSS, C. (1997): The Energy Balance Over an Alpine Snow Cover. Züricher Geographische Schriften, H. 65, 115 S., Zürich.
- RICHARDS, L.A. (1931): Capillary Conduction of Liquids through Porous Mediums. In: Physics, 1, S. 318-333.
- RIEGLER, G. & MAUSER, W. (1998): Geometric and Radiometric Terrain Correction of ERS SAR Data for Applications in Hydrologic Modeling“, Proc. IGARSS '98, Seattle.
- RIEGLER, G. STOLZ, R. & MAUSER, W. (1998): Geometric and Radiometric Correction of ERS SAR Data for Biomass estimation of Meadows in Rugged Terrain, EUROPTO Series, SPIE Symposium, Barcelona.
- ROMBACH, M. (1992): Anwendung und Vergleich von verschiedenen Messmethoden zur Bestimmung der Bodenfeuchte, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.
- ROMBACH, M. & MAUSER, W. (1997): Multi-Annual Analysis of ERS Surface Soil Moisture Measurements of Different Land Use, Proc. of the 3<sup>rd</sup> ERS Symp.: Space at the Service of Our Environment, Florence 1997, ESA-SP- 414, Vol. I, May 1997, pp. 27-34.
- ROTH, C.H., MALICKI, M.A. & PLAGGE, R. (1992): Empirical Evaluation of the Relationship between Soil Dielectric Constant and Volumetric Water Content as Basis for Calibrating Soil Moisture Measurements. Journal of Soil Science, 43, S. 1 – 13.
- ROUX, L., DESACHY, J. (1994): Satellite Image Classification based on Multi-source Information Fusion with Possibility Theory. IEEE Publication Proceedings IGARSS'94, pp. 885-887.

- SAATCHI, S., LANG, R. & LEVINE, D. (1992): Microwave Backscattering and Emission Model for Grass Canopies, Proceedings of IGARSS'91 Conference, pp. 1889-1892, 1992.
- SCHADT, R., KELLNDORFER, J. & MAUSER, W.: Comparison of ERS-1 SLC and LANDSAT-TM Data for Monitoring Grassland and Detecting Changes in Agriculture", Proceedings of the 2<sup>nd</sup> ERS Symposium, ESA SP-361, p. 75 - 78, Hamburg, 1993.
- SCHÄDLICH, S. (1998): Regionalisierung von aktueller Verdunstung mit Flächenparametern aus Fernerkundungsdaten. In: Münchner Geographische Abhandlungen, München, 125 S.
- SCHNEIDER, K. (1999): Modeling Evapotranspiration and Plant Growth on the Landscape Scale using Remote Sensing Data, Proc. IGARSS '99, Hamburg.
- SCS (1985): National Engineering Handbook, Section 4 - Hydrology, Soil Conservation Service, U.S., Department of Agriculture.
- SIGL, R. (1995): Bodenfeuchtemessung mit TDR-Sonden. Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1985): National Engineering Handbook Section 4 – Hydrology, NTIS PB86180494, U.S. Department of Commerce.
- STILES, J.M., SARABANDI, K. & ULABY, F. (1993): "Microwave Scattering Model for Grass Blade Structures", IEEE Transaction On Geoscience and Remote Sensing Vol. 31, No.5.
- STOLZ, R. & MAUSER, W. (1996): "Knowledge based integration of remote sensing image analysis and GIS data, EARSeL 1995 Proceedings, Basel, pp.33-42.
- STOLZ, R. (1998): Die Verwendung der Fuzzy Logic Theorie zur wissensbasierten Klassifikation von Fernerkundungsdaten. In: Münchner Geographische Abhandlungen, München, 177 S.
- STRASSER, U. (1998): Regionalisierung des Wasserhaushalts mit einem SVAT-Modell am Beispiel des Weser-Einzugsgebiets. In: Münchner Geographische Abhandlungen, München, 146 S.
- TODINI, E. (1996): The ARNO rainfall-runoff model. In: J. of Hydrol., 175, S. 339-382.
- TOPP, G.C. et al. (1980): Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. Water Resources Research, Vol. 16, No. 3, S. 574 – 582.
- TOUZI, R. LOPES, A., BRUNIQUEL, J. & VACHON, P. (1996): Unbiased Estimation of the Coherence from Multi-look SAR Data", Proc. IGARSS '96, Lincoln.
- TURNER, N. C. & BEGG, J. E. (1973): Stomatal Behavior and Water Status of Maize, Sorghum and Tobacco under Field Conditions, I: At High Soil Water Potential. In: Plant Physiol., Nr. 51, S. 31-36.
- ULABY, F.T. (1992): Modeling Radar Backscatter from Vegetation. Short Course Notes, DLR, Oberpfaffenhofen.
- ULABY, F.T., DUBOIS, P.C. & VAN ZYL, J. (1996): Radar mapping of surface soil moisture. Journal of Hydrology 184, p. 57-84.
- ULANDER, L.M.H. & HAGBERG, J.O. (1993): Use of INSAR for Radiometric Calibration over Sloping Terrain. ESTEC, Noordwijk, pp. 147-159.

- ULANDER, L.M.H. (1996): Radiometric Slope Correction of Synthetic-Aperture Radar Images. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 34, No. 5, pp. 1115-1122.
- U. S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (1956): Snow Hydrology. Summary Report of the Snow Investigation, 437 S., Portland.
- VDI (Verein Deutscher Ingenieure) (1991): Umweltmeteorologie; Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen, Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung. In: VDI-Richtlinien 3789, Blatt 2, VDI-Handbuch Reinhaltung der Luft, Band 1.
- VDI (Verein Deutscher Ingenieure) (1986): Meteorologische, agrarmeteorologische Messstation. In: VDI-Richtlinien 3786, Blatt 13, VDI-Handbuch Reinhaltung der Luft, Band 1.
- WEGMÜLLER, U. & WERNER, C.L. (1995): SAR Interferometry Signatures of Forest. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 33, No. 5.
- WERNER, C.L., HENSLEY, S., GOLDSTEIN, R.M., ROSEN, P.A. & ZEBKER, H.A. (1993): Techniques and Applications of SAR Interferometry for ERS-1: Topographic Mapping, Change Detection, and Slope Measurement. Proceedings First ERS-1 Symposium – Space at the Service of our Environment, Cannes, 1992, France, ESA SP-359.
- WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. 434 S., Berlin.
- WITTMANN (1991): Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern. In: GLA Fachberichte 5, Bayerisches Geologisches Landesamt München; 73 S.
- WOLFF, T. (1985): A Simple Approach to Solve the Meteosat Image Deformation Problem based on Horizon Extraction from Image Data and Orbit Information. In: Proceeding of International Symposium Spacecraft Flight Dynamics, Darmstadt, Germany, 18-22 May 1982, ESA SP-160.
- ZADEH, L.A. (1975): The Concept of a Linguistic Variable and its Application to Approximate Reasoning. Information Science, Vol.8, S. 199-251.
- ZEBKER, H.A., WERNER, C.L., ROSEN, P.A. & HENSLEY, S. (1994): Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric Radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 32, pp. 823-836.

**ANHANG 1**

## EC – Phänologiecode

## Entwicklungsstadien bei Getreide (außer Mais)

Code	Entwicklungsstadien, Beschreibung
	<b>Keimung</b>
00	trockenes Saatkorn
05	Austritt der Keimwurzel aus dem Saatkorn
07	Austritt der Keimscheide (Koleoptile) mit Spross
	<b>Keimtriebentwicklung</b>
10	Auflaufen: Keimscheide (Koleoptile) durchstößt Erdoberfläche, 1. Blatt noch eingerollt
11	1-Blatt-Stadium: Oberer Teil des 1. Blattes ist entfaltet, Spitze des 2. Blattes wird sichtbar
12	2-Blatt-Stadium: 2. Blatt vollständig entfaltet, neigt sich zur Seite
13	3-Blatt-Stadium: 3. Blatt (in der Mitte der Pflanze) ist zur Hälfte entwickelt
	<b>Bestockung</b>
21	Bestockungsbeginn: Nebentriebe erscheinen in den Blattachseln oder neben dem Haupttrieb; Bildung von Sekundärwurzeln
25	Hauptbestockung: Pflanze breitet sich aus („kriechend“) oder neigt sich auf die Seite; Blätter spiralig; Nebentriebe entwickeln sich weiter
29	Bestockungsende: Rasche Entwicklung der Nebentriebe, die sich aufzurichten beginnen
	<b>Schossen</b>
30	Schoßbeginn: Haupt- und Nebentriebe stark aufgerichtet
31	1-Knoten-Stadium: 1. Knoten dicht über der Erdoberfläche wahrnehmbar
32	2-Knoten-Stadium: 2. Knoten wahrnehmbar; ein Stängel hat sich gebildet
37	Erscheinen des letzten Blattes: Letztes Blatt noch eingerollt; Ähre <sup>1)</sup> ist im Halm aufwärts geschoben, Blattscheide ist geschwollen
39	Blatthäutchen-Stadium: Blatthäutchen (Ligula) des letzten Blattes ist vollständig entwickelt; Blattscheide ist stark geschwollen
49	Öffnen der Blattscheide bzw. Grannenspitzen: Letzte Blattscheide platzt gerade auf bzw. Grannen werden über der Ligula des letzten Blattes gerade sichtbar
	<b>Ährenschieben</b>
51	Beginn des Ährenschiebens: Die Spitze des Ähre <sup>1)</sup> tritt heraus bzw. die Ähre drängt seitlich aus der Blattscheide
55	Mitte des Ährenschiebens: Ährenbasis noch in der Blattscheide
59	Ende des Ährenschiebens: Ähre vollständig sichtbar
	<b>Blüte</b>
61	Blüh-Beginn: Die ersten Staubbeutel erscheinen in der Ährenmitte bzw. am Rispenanfang
65	Voll-Blüte: Die meisten Ährchen haben reife Staubbeutel
69	Blüh-Ende: Sämtliche Ährchen haben geblüht; an der Ähre hängen noch einige ausgetrocknete Staubbeutel
	<b>Reife</b>
71	Kornbildung: Erste Körner haben die Hälfte ihrer endgültigen Größe erreicht; Inhalt wässrig
75	Milchreife: Alle Körner haben ihre endgültige Größe erreicht; Korninhalt milchig, Körner noch grün
	Teigreife: Korninhalt noch weich, aber trocken, zwischen den Fingern zerreibbar ; Korn und Spelzen gelbgrün
85	Gelbreife: Korninhalt plastisch bis fest; Korn kann noch über den Daumennagel gebrochen werden
	Vollreife: Korn ist hart, kann nur schwer über den Daumennagel gebrochen werden; Pflanze vollständig abgestorben
87	
	Totreife: Korn vollständig hart, kann nicht mehr gebrochen werden
91	
92	

1) gegebenfalls Rispe

## Entwicklungsstadien bei Mais

Code	Erklärung
<b>0</b>	<b>Keimung</b>
01	Trockenes Saatkorn
03	Angequollenes Saatkorn
05	Austritt der Keimwurzel
07	Austritt der Keimscheide (Kaleoptile)
09	Kaleoptile etwa 2,5 cm lang
<b>10</b>	<b>Auflaufen</b>
11	Kaleoptile durchbricht Erdoberfläche, Keimblatt noch eingerollt
13	Keimblatt beginnt sich zu entfalten
15	Keimblatt-Stadium: Oberer Teil des Keimblattes ist entfaltet, Spitze des 1. Laubblattes wird sichtbar
17	1-Blatt-Stadium: 1. Laubblatt voll entfaltet, Spitze des 2. Laubblattes wird sichtbar
19	2-Blatt-Stadium: 2. Laubblatt voll entfaltet
<b>20</b>	<b>Blatt- bzw. Sprossausbildung</b>
21	3-Blatt-Stadium: 3. Laubblatt voll entfaltet
22	4-Blatt-Stadium: 4. Laubblatt voll entfaltet
23	5-Blatt-Stadium: 5. Laubblatt voll entfaltet
24	6-Blatt-Stadium: 6. Laubblatt voll entfaltet
25	7-Blatt-Stadium: 7. Laubblatt voll entfaltet
26	8. – 10- Laubblatt voll entfaltet
27	12 oder mehr Laubblätter voll entfaltet
<b>30</b>	<b>Längenwachstum (Stängelstreckung)</b>
31	1. Stängelknoten fühlbar
32	1. Stängelknoten sichtbar
33	2. Stängelknoten fühlbar
34	2. Stängelknoten sichtbar
35	3. Stängelknoten sichtbar
36	4. Stängelknoten sichtbar
<b>50</b>	<b>Rispenschieben</b>
51	Beginn des Rispenschiebens (Rispe in Tüte gut fühlbar)
53	Spitze der Rispe sichtbar
55	Mitte des Rispenschiebens (Rispe ist voll ausgestreckt, frei von umhüllenden Blättern, Rispenmitteläste entfalten sich)
59	Ende des Rispenschiebens (untere Rispenmitteläste voll entfaltet)
<b>60</b>	<b>Blüte des männlichen Blütenstandes</b>
61	Kolbenansatz fühlbar (Kolbenspitze schiebt aus Blattscheide)
65	Vollblüte (obere und mittlere Rispenseitenäste beginnen zu blühen)
67	Blüte abgeschlossen (keine Pollenschüttung mehr)
<b>70</b>	<b>Blüte des weiblichen Blütenstandes</b>
71	Kolbenansatz fühlbar (Kolbenspitze schiebt aus Blattscheide)
73	Spitze der Narbenfäden sichtbar
75	Narbenfäden vollständig geschoben
77	Beginnendes Eintrocknen der Narbenfäden
79	Narbenfäden vollständig eingetrocknet
<b>80</b>	<b>Reife</b>
81	Frühe Milchreife: Beginn der Bildung der Körner (weiß, Inhalt wässrig)
82	Milchreife: Körner (jeweils in Kolbenmitte) weiß bis gelblich; Inhalt milchig, spritzt bei Eindrücken mit dem Daumnagel; Ca. 20% TS in GGM, 30-35% TS im Kolben, ca. 40% TS im Korn
83	Frühe Teigreife: Körner teigartig, am Spindelansatz noch feucht, Daumnagel lässt sich noch eindrücken 25-28% TS in GGM, ca. 40% TS im Kolben, ca. 45% TS im Korn
84	Späte Teigreife: Körner lassen sich mit Daumnagel kaum noch eindrücken; 30-34% TS in GGM, 45-50% im Kolben, ca. 55% im Korn; Hartmaise an der Oberfläche glasig-hornig, Zahnmaise z.T. oben eingesenkt
85	(Kundenbildung) Physiologische Reife: Nährstoffeinlagerung in GGM abgeschlossen; schwarze Schicht am Korngrund bei ca. 75% der Körner erkennbar; 37-40% TS in GGM, ca. 55% im Kolben, 60-64% TS im Korn; Stroh kann bei einzelnen Sorten
87	z.T. noch grün sein (vor Frost), Lieschblätter zu 75-80% vergilbt
89	Druschreife: Körner durchgehärtet und glänzend >64 TS im Korn Maisstroh fast vollständig vertrocknet, alle Lieschblätter vergilbt, z.T. sich öffnend