

Aus dem  
Zentrum für Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung Müncheberg

**Vergleichende Analyse von SAR-Daten  
für die Regionalisierung des  
Wassergehalts im Oberboden**

**Dissertation**

Zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften  
(Dr. rer. nat.)  
in der Wissenschaftsdisziplin Geoökologie

eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität Potsdam

von  
Carmen Corinna Prietzsch  
geboren am 10. Mai 1963 in Wittingen  
Müncheberg im April 1998

## **Erklärung**

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt habe und an keiner anderen Hochschule eingereicht habe.

Müncheberg, 2. Mai 1998

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einführung</b>	<b>1</b>
<b>1.1</b>	<b>Definition des Bodenwassergehalts im Rahmen der Radarfernerkundung</b>	<b>4</b>
1.1.1	Direkte Punktmessungen des Bodenwassergehalts	5
1.1.2	Direkte Flächenmessung des Bodenwassergehalts	6
1.1.3	Folgerungen	8
<b>1.2</b>	<b>Regionalisierungskonzepte</b>	<b>9</b>
1.2.1	Geostatistik als Regionalisierungskonzept	9
1.2.2	Radarfernerkundung als Regionalisierungskonzept	11
1.2.3	Aktives Radar zur Ableitung des Bodenwassergehalts	13
1.2.3.1	Bodentextur und Dielektrizitätskonstante	15
<b>1.3</b>	<b>Untersuchungen mit nicht-abbildenden Radarsystemen</b>	<b>17</b>
1.3.1	Scatterometer-Messungen	17
1.3.1.1	Einfluß der Wellenlänge bzw. Frequenz	18
1.3.1.2	Einfluß des Einfallswinkels	19
1.3.1.3	Einfluß der Polarisierung	19
1.3.1.4	Rauhigkeitseffekte und Textureffekte	20
1.3.1.5	Abschwächung des Signals durch die Vegetation	21
1.3.1.6	Bedeutung der Meßtiefe	21
<b>2</b>	<b>Stand der Forschung der SAR-Auswertung</b>	<b>25</b>
<b>2.1</b>	<b>Technologische Entwicklung von SAR-Systemen</b>	<b>26</b>
<b>2.2</b>	<b>Ermittlung des Bodenwassergehalts mit SAR-Daten</b>	<b>28</b>
2.2.1	Zwischenfazit	33

<b>2.3</b>	<b>Anwendung von Rückstreuungsmodellen und Inversionstechniken</b>	<b>34</b>
2.3.1	Radarrückstreuungsmodelle	34
2.3.2	Inversionstechniken	38
2.3.2.1	Inversionsmodell nach SHI	39
2.3.2.2	Inversionsmodell nach DUBOIS	43
<b>2.4</b>	<b>Angewendete Untersuchungsmethoden</b>	<b>46</b>
<b>3</b>	<b>Charakterisierung der Untersuchungsgebiete</b>	<b>49</b>
<b>3.1</b>	<b>Untersuchungsgebiet Oberbayern</b>	<b>50</b>
3.1.1	Untersuchungsgebiet Gilching/Alling	50
3.1.1.1	Witterung während der Kampagne	51
3.1.1.2	Beprobungsstrategie und Referenzmessungen	51
<b>3.2</b>	<b>Untersuchungsgebiet Insel Rügen</b>	<b>54</b>
3.2.1	Geologie, Geländeformen und Böden	54
3.2.2	Witterung während der Kampagne	57
3.2.3	Beprobungsstrategie	58
<b>3.3</b>	<b>Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma, USA</b>	<b>61</b>
<b>4</b>	<b>Analysen polarimetrischer Flugzeug-SAR-Daten im Hinblick auf den Bodenwassergehalt</b>	<b>61</b>
<b>4.1</b>	<b>Kampagnen und Analysen im Gebiet Gilching/Alling 1991</b>	<b>61</b>
4.1.1	Regressionsanalysen auf der Basis von Meßpunktumgebungen	66
4.1.1.1	Schrittweise lineare und multiple lineare Regressionsanalyse auf der Basis von Meßpunkten	73
4.1.1.2	Zusammenfassung der multiplen Regression auf der Basis von Meßpunkten	76
4.1.2	Regressionsanalysen auf der Basis von Ackerflächen	77

4.1.2.1	Schrittweise lineare und multiple lineare Regressionsanalyse	77
4.1.2.2	Überprüfung der Ergebnisse 0-2 cm und 2-6 cm Meßtiefe	81
4.1.2.3	Überprüfung der Ergebnisse Meßtiefe 0-6 cm	86
4.1.2.4	Vergleich mit Substratkarten	86
<b>4.2</b>	<b>Zusammenfassung der Analysen flugzeuggetragener polarimetrischer Systeme</b>	<b>87</b>
4.2.1	Diskussion der Ergebnisse am Meßpunkt	87
4.2.2	Diskussion der Ergebnisse über Ackerflächen	87
4.2.3	Möglichkeiten für weitere Untersuchungen	88
<b>5</b>	<b>Statistische Untersuchungen von Shuttle-SAR-Daten im Hinblick auf den Bodenwassergehalt und die Oberflächenrauigkeit</b>	<b>89</b>
<b>5.1</b>	<b>Datenaufbereitung</b>	<b>89</b>
<b>5.2</b>	<b>Statistische Analysen der Bilddaten auf der Basis von Ackerflächen im Gebiet Rügen</b>	<b>91</b>
<b>5.3</b>	<b>Anwendung von Rückstreuungsmodellen</b>	<b>93</b>
5.3.1	Anwendung von Inversionstechniken im Gebiet Rügen	98
5.3.1.1	Inversionstechnik nach SHI (1991)	98
5.3.1.2	Raster-GIS gestützte Verifizierung	103
5.3.1.3	Inversionstechnik nach DUBOIS et al. (1991)	104
5.3.2	Verifizierung	106
5.3.3	Interpretation der Ergebnisse der HALLIKAINEN et al. Umrechnung	108
5.3.4	Interpretation der TOPP et al. Umrechnung	109
5.3.5	Einfache Abschätzung des Bodenwassergehalts und der Rauigkeit anhand von Nomogrammen	110
5.3.6	Vergleiche mit anderen Untersuchungen	111

<b>6</b>	<b>Rückstreuungsmodellierung mit MIMICS für die Untersuchungsgebiete Rügen und Washita mit Rückstreuungsinversion</b>	<b>115</b>
<b>6.1</b>	<b>MIMICS-UMICH Parametrisierung</b>	<b>115</b>
6.1.1	Überprüfung der MIMICS-UMICH-Ergebnisse	116
<b>6.2</b>	<b>Nicht-lineare Regression der Modellierungsergebnisse</b>	<b>120</b>
6.2.1	Quadratisches Regressionsmodell zur Inversion der Rückstreuung	120
6.2.2	Kubisches Regressionsmodell zur Inversion der Rückstreuung	123
6.2.3	Erprobng der statistischen Inversion	123
<b>6.3</b>	<b>Inversion der Bilddaten mit Hilfe statistischer Modelle</b>	<b>129</b>
6.3.1	Anwendung von Inversionstechniken im Gebiet Rügen	129
6.3.2	Zwischenfazit zur Anwendung statistischer Modelle	130
<b>6.4</b>	<b>Erprobung des kubischen Inversionsmodells an einem multitemporalen Datensatz aus dem Gebiet Washita, Ok, USA</b>	<b>132</b>
6.4.1	Gebietschrakterisitk und Meßkampagne	132
6.4.2	Vergleich der Feldmessungen mit Radardaten	133
6.4.3	Anwendung des statistischen Inversionsmodells	135
6.4.4	Verifizierung der Modellergebnisse der statistischen Inversion	135
<b>6.5</b>	<b>Zwischenergebnisse zur Anwendung einfacher statistischer Inversionsmodelle</b>	<b>141</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>145</b>
<b>8</b>	<b>Ausblick</b>	<b>157</b>
<b>9</b>	<b>Summary</b>	<b>161</b>

	<b>Anhang: A</b>	<b>1</b>
<b>A</b>	<b>Funktion eines SAR-Systems</b>	<b>2</b>
<b>A.1</b>	<b>Meßprinzip eines SAR</b>	<b>2</b>
<b>A.1.1</b>	<b>Monofrequentes SAR</b>	<b>3</b>
<b>A.1.2</b>	<b>Polarimetrisches SAR</b>	<b>4</b>
<b>A.2</b>	<b>Geometrie</b>	<b>6</b>
<b>A.3</b>	<b>Radiometrische Auflösung</b>	<b>7</b>
<b>A.4</b>	<b>Kalibrierung</b>	<b>7</b>
<b>A.5</b>	<b>Interaktion von Mikrowellen mit natürlichen Oberflächen</b>	<b>8</b>

## **ANHANG B: Farbabbildungen**

## **ANHANG C: Glossar**

## **Literatur**

# Abbildungsverzeichnis

Abbildungen mit dem Kennzeichen A befinden sich im Anhang.

Abb. 1-1	Experimentelles und gefittetes Semivariogramm des volumetrischen Bodenwassergehalts 0-10 cm der Testfläche Venz, Insel Rügen am 7.10.1994.	6
Abb. 1-2	Frequenzabhängigkeit der Dielektrizitätskonstante.	9
Abb. 1-3	Eindringtiefe von Mikrowellen in den Boden.	13
Abb. 2-1	Beziehung zwischen dem Polarisationsverhältnis hh/vv und dem Bodenwassergehalt bei verschiedenen Einfallswinkeln für das <i>Small Perturbation</i> und das <i>Physical Optics</i> Modell (SHI et al. 1991).	24
Abb. 3-1	Niederschlag und Temperatur im Juli 1991 Station München-Nymphenburg.	29
Abb. 3-2	Niederschlag und Temperatur im Oktober 1994 Station Trent, Rügen.	33
Abb. 3-3 A	Semivariogramme der Oberflächenrauigkeiten im Oktober 1994 für unterschiedliche Saatbettbereitungen. Untersuchungsgebiet Rügen (HELMING 1994).	35
Abb. 4-1	Histogramme der AIRSAR-Daten vom Juli 1991. P- und L-Band in den Gleichpolarisationen sowie C-Band in allen Polarisationen.	38
Abb. 4-2	Histogramme der AIRSAR-Daten vom Juli 1991. P- und L-Band in den Kreuzpolarisationen.	39
Abb. 4-3 A	Lage der Referenzflächen für die Messung des Bodenwassergehalts im Gebiet Gilching/Alling, Oberbayern.	40
Abb. 4-4 A	Regressionsergebnisse für P-Band in HH und VV Polarisation	51
Abb. 4-5 A	Regressionsergebnisse für L-Band in HH und VV Polarisation	52
Abb. 4-6 A	Regressionsergebnisse für P- und L-Band in HH Polarisation	53
Abb. 4-7 A	Regressionsergebnisse für P- und L-Band in VV Polarisation	54
Abb. 4-8 A	Regressionsergebnisse für P- und L-Band in HH und VV Polarisation	55
Abb. 4-9 A	Regressionsergebnisse für P-, L- und C-Band in HH und VV Polarisation	56
Abb. 4-10	Ergebnisse der Regressionsanalyse in Anwendung auf die Bilddaten. Vergleich der Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 0-2 cm.	58



Abb. 4-11	Ergebnisse der Regressionsanalyse in Anwendung auf die Bilddaten. Vergleich der Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 2-6 cm.	58
Abb. 4-12	Ergebnisse der Regressionsanalyse in Anwendung auf die Bilddaten. Vergleich der Ackerflächenmittelwerte des volumetrischen Bodenwassergehalts in 2-6 cm.	59
Abb. 4-13	Ergebnisse der Regressionsanalyse in Anwendung auf die Bilddaten. Vergleich der Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 0-6 cm.	59
Abb. 5-1	Lage der Testflächen. SIR-C/X-SAR Kampagne im Gebiet Insel Rügen.	63
Abb. 5-2	Zeitliche Dynamik der Rückstreuung im L-Band (1.2 GHz) und 45° Einfallswinkel während eines Abtrocknungszyklus. MIMICS-UMICH Modellierung. Gebiet Washita, Oklahoma, USA.	67
Abb. 5-3	Vergleich der modellierten Rückstreuung im L-Band. Testfläche 11 im Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma, USA am 6. April 1994 (a.) und 11. April 1994 (b.)	68
Abb. 5-4 A	Ausschnitt aus der digitalisierten Substrattypenkarte Rügen.	71
Abb. 5-5 A	Ergebnis des SHI-Inversionsmodells nach Umrechnung der Dielektrizitätskonstante in den volumetrischen Bodenwassergehalt (HALLIKAINEN et al 1985). Klassifizierte Daten.	72
Abb. 5-6 A	Ergebnis des SHI-Inversionsmodells für die Oberflächenrauigkeit (Standardabweichung der Höhen). Klassifizierte Daten.	73
Abb. 5-7 A	LEE-gefiltertes Ergebnis des SHI-Inversionsmodells nach der Umrechnung der Dielektrizitätskonstante. Klassifizierte Daten.	74
Abb. 5-8 A	Vervollständigte und nach LEE (1986) gefilterte Karte des Bodenwassergehalts. Dielektrizitätskonstanten nach TOPP bzw. HALLIKAINEN in den Bodenwassergehalt umgerechnet. Untersuchungsgebiet Rügen.	75
Abb. 5-9	Histogramme der Modellierungsergebnisse SHI/HALLIKAINEN und SHI/TOPP im Vergleich mit den <i>Kriging</i> -Referenzdaten.	76
Abb.5-10A	Differenzbilder aus dem geostatistisch aufbereiteten Referenzdatensatz und dem Ergebnis der Inversionsmodellierung nach SHI und Umrechnung in den Bodenwassergehalt nach HALLIKAINEN et al. und TOPP et al.	78
Abb. 5-11	Streuungsdiagramm zwischen den Modellergebnissen und den geostatistisch aufbereiteten Daten für Mineralböden. (KLN, KLS, WI: Testflächen Kluis Nord, Kluis Süd und Willihof).	81

Abb. 5-12	Streuungsdiagramm zwischen den Modellergebnissen und den geostatistisch aufbereiteten Daten für Moorböden/organische Substrate.	82
Abb. 5-13	Vergleich der Beziehungen nach TOPP et al. und HALLIKAINEN et al. für verschiedene Substrattypen. Untersuchungsgebiet Rügen.	83
Abb. 6-1	Maximale und minimale Rückstreuung im L-Band aufgrund der MIMICS-Modellierung. Abhängigkeiten der Rückstreuung bei definierter Rauigkeit und Bodenwassergehalt.	88
Abb. 6-2	Polarisationsverhältnisse der Radarrückstreuung im L-Band bei 45° Einfallswinkel in Abhängigkeit von Bodenwassergehalt und Rauigkeit. MIMICS-UMICH Modellierung.	88
Abb. 6-3	Anwendung der nichtlinearen Inversionsmodelle auf die Flächenmittelwerte des Rügen MLC-Bildes vom 7.10.1994. a. Bodenwassergehalt, b. Rauigkeit.	92
Abb. 6-4a	Ergebnisse der quadratischen Inversion der mit MIMICS-UMICH modellierten Radarrückstreuung im L-Band HH, VV und HV. a. Bodenwassergehalt, b. Standardabweichung der Höhen (Rauigkeit).	94
Abb. 6-4b	Ergebnisse der kubischen Inversion der mit MIMICS-UMICH modellierten Radarrückstreuung im L-Band HH, VV und HV. a. Bodenwassergehalt, b. Standardabweichung der Höhen (Rauigkeit).	95
Abb. 6-5	Prozentuale Zuordnung der Pixel einer MLC-Szene vom 7.10.1994 unterschiedlich gefilterter Daten zu einem a. Bodenwassergehalt und b. einer Oberflächenrauigkeit. 1-8: quadratisches Modell, 9-16 kubisches Modell im ungefilterten bzw. 5x5, 7x7 und 9x9 <i>Refined Gamma</i> MAP gefilterten Zustand.	96
Abb. 6-6 A	Ergebnisse der statistischen Inversionsmodelle für den Bodenwassergehalt unter Verwendung verschiedener Filterstufen.	98
Abb. 6-7 A	Ergebnisse der statistischen Inversionsmodelle für die Oberflächenrauigkeit unter Verwendung verschiedener Filterstufen.	99
Abb. 6-8 A	Ergebnisse der statistischen Inversionsmodelle für den Bodenwassergehalt. 5x5 <i>Refined Gamma</i> MAP gefiltert.	101
Abb. 6-9 A	Ergebnisse der statistischen Inversionsmodelle für die Oberflächenrauigkeit. 5x5 <i>Refined Gamma</i> MAP gefiltert.	101
Abb. 6-10	Zeitlicher Verlauf des Bodenwassergehalts im Gebiet Washita, Oklahoma, während der SIR-C/X-SAR Kampagne im April 1994 und Zeitpunkt der Shuttle-Überflüge.	102

Abb. 6-11	Prozentualer Anteil der zugeordneten Pixel im Gesamtbild für a: Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl. und b: Rauigkeit bei der Verwendung eines kubischen Inversionsmodells.	105
Abb. 6-12	Prozentualer Anteil der Pixel, für die das kubische Modell eine Lösung hat. Testflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, USA, April 1994. a: Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl., b: Bodenrauigkeit.	106
Abb. 6-13	Zeitlicher Verlauf der Güte einer Inversion der Rückstreuung in den volumetrischen Bodenwassergehalt mit einem kubischen Modell. SIR-C/X-SAR Daten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA, April 1994.	107
Abb. 6-14	Multitemporaler Vergleich der Mittelwerte des Bodenwassergehalts in 0-5 cm u. Fl. für die Referenzflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, USA, April 1994.	107
Abb.6-15A	Ergebnis der statistischen Inversion für den Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl. mit einem kubischen Modell auf der Basis der Polarisationsverhältnisse p und q nach MIMICS-UMICH. Washita, Oklahoma, USA, April 1994.	108
Abb. 6-16	Ergebnis der statistischen Inversion für die Rauigkeit mit einem kubischen Modell auf der Basis der Polarisationsverhältnisse p und q nach MIMICS-UMICH. Washita, Oklahoma, USA, April 1994.	109
Abb.6-17A	Das Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma. LANDSAT-TM 12.April 1994.	110
Abb. 6-18	Prozentualer Anteil der Pixel, für die das kubische Modell eine Lösung für den Bodenwassergehalt hat. Testflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, USA, Oktober 1994.	111
Abb. 6-19	Zeitlicher Verlauf der Güte einer Inversion der Rückstreuung in den volumetrischen Bodenwassergehalt mit einem kubischen Modell. SIR-C/X-SAR Daten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA, Oktober 1994.	111
Abb. 6-20	Multitemporaler Vergleich der Mittelwerte des Bodenwassergehalts für die Referenzflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, USA, Oktober 1994.	120

# Tabellenverzeichnis

Kapitel 1 und 2 enthalten keine Tabellen

Tab. 3-1:	Mittelwerte und Standardabweichung des Bodenwassergehalts und der Lagerungsdichte je Testfläche während der EMAC 1991 Kampagne, Gebiet Gilching/Alling, Oberbayern. 12.7.1991.	30
Tab. 3-2:	Charakterisierung der Testflächen im Untersuchungsgebiet Zentral-Rügen. SIR-C/X-SAR Kampagne.	32
Tab. 3-3:	Mittlerer Bodenwassergehalt und Korngrößen der Testflächen in Gebiet Rügen. 7.10.1994.	34
Tab. 3-4:	Ergebnisse der Rauigkeitsmessungen mit einem <i>Laserprofiler</i> im Untersuchungsgebiet Zentral-Rügen. Oktober 1994.	36
Tab. 4-1	Datensatz 360-4 vom 12.7.1991 des AIRSAR des JPL.	37
Tab. 4-2	Mittelwerte und Extrema der Histogramme für die Szene Gilching/Alling. Kampagne 1991.	38
Tab. 4-3	Ergebnisse der einfachen linearen Regression zwischen je einem Radarparameter und den Referenzdaten auf der Basis von Meßpunkten.	41
Tab. 4-4	Regression zwischen den einzelnen Bodenparametern auf der Basis von Meßpunkten und allen Frequenzen in Kreuzpolarisation.	42
Tab. 4-5	Regressionsergebnisse zwischen den Radarkanälen und den Referenzmessungen gravimetrischer Bodenwassergehalt > 2-6 cm und Lagerungsdichte > 2-6 cm.	42
Tab. 4-6	Ergebnisse der multiplen Korrelation zwischen mehreren Radarkanälen (je 69 Beobachtungen auf der Basis von Meßpunkten) und je einem Referenzdatum.	44
Tab. 4-7	Deskriptive Statistik der Variablen für die schrittweise lineare Regressionsanalyse. Analyse an Meßpunktumgebungen.	45
Tab. 4-8	Korrelationsmatrix für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm auf der Basis von Meßpunktumgebungen und 9 Radarkanälen.	46
Tab. 4-9	Ergebnisse der schrittweisen Regressionsanalyse für den gemessenen gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm Profiltiefe.	46

Tab. 4-10	Ergebnisse der schrittweisen Regressionsanalyse für den gemessenen volumetrischen Bodenwassergehalt in > 2-6 cm Profiltiefe. Untersuchungen am Meßpunkt.	46
Tab. 4-11	Ergebnisse der schrittweisen multiplen Regressionsanalyse mit Meßpunktdaten.	47
Tab. 4-12	Ergebnisse der einfachen linearen Regression zwischen den Radarparametern und den Referenzdaten. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.	48
Tab. 4-13	Ergebnisse der multiplen Regression zwischen 9 Radarkanälen (je 22 Beobachtungen auf der Basis von Feldmittelwerten) und den Referenzdaten.	49
Tab. 4-14	Skalierungsergebnisse der Anwendung von Regressionfunktionen auf den AIRSAR-Datensatz als Gesamtszene. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.	50
Tab. 5-1	Skalierungsergebnisse der Anwendung von Regressionfunktionen auf den AIRSAR-Datensatz als Gesamtszene. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.	62
Tab. 5-2	Regressionsergebnisse zwischen den Radarparametern und den Referenzmessungen auf der Basis der Ackerflächenmittelwerte. Insel Rügen 7.10.1994.	64
Tab. 5-3	Regressionsergebnisse auf der Basis der Ackerflächenmittelwerte. Rügen 7.10. 94.	65
Tab. 5-4	Validitätskriterien für Oberflächenrückstreungsmodelle.	66
Tab. 5-5	Radiometrische Rauigkeit der Testflächen im L-Band. SIR-C/X-SAR Kampagne Insel Rügen vom 7.10.1994.	66
Tab. 5-6	Ergebnisse der Inversionsmodellierung mit dem SHI-Modell für die Testflächen aus Datensatz DT112.2 vom 7. Oktober 1994.	69
Tab. 5-7	Sand- und Tongehalte der Substrattypen. Untersuchungsgebiet Rügen.	69
Tab. 5-8	Vergleich der modellierten und gemessenen Bodenwassergehalte sowie der Oberflächenrauigkeit mit Mittelwert über die Ackerfläche.	70
Tab. 5-9	Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output SHI/HALLIKAINEN in Klassen.	79
Tab. 5-10	Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output SHI/TOPP in Klassen.	79

Tab. 5-11	Ergebnisse der Inversionsmodellierung mit dem DUBOIS/VAN ZYL-Modell für die Testflächen aus Datensatz DT112.2 vom 7. Oktober 1994.	80
Tab. 5-12	Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output DUBOIS/HALLIKAINEN in Klassen.	80
Tab. 5-13	Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output DUBOIS/TOPP in Klassen.	80
Tab. 5-14	Bodenwassergehalt und Rauzigkeit nach ULABY & SEQUIERA (1995)	84
Tab. 6-1	MIMICS-UMICH-Simulation der Rückstreuung für den 7.10.1994.	86
Tab. 6-2	Deskriptive Statistik der Modelloutputs des MIMICS-UMICH.	86
Tab. 6-3	Koeffizienten für quadratische und kubische Modellanpassungen zur Inversion der Rückstreuung im L-Band in den Bodenwassergehalt und die Rauzigkeit.	93
Tab. 6-4	Nichtlineare Regression, quadratisches Modell, abhängige Variable 'Bodenwassergehalt', unabhängige Variablen: Polarisationsverhältnissen p und q.	90
Tab. 6-5	Nutzung der Referenzflächen. Washita, Oklahoma, USA, 1994.	103
Tab. 6-6	Radardaten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA.	103
Tab. 6-7	Radar- und Bodenparameter für das Gebiet Washita, Oklahoma, USA, April und Oktober 1994.	104

## **Danksagung**

Herrn Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork, Direktor des ZALF, möchte ich für die Überlassung des Themas der Arbeit danken. In wertvollen Diskussionen erhielt die Arbeit wichtige Impulse. Herrn Prof. Dr. Rudolf Winter, Direktor des JRC, Ispra, Italien danke ich für die Übernahme des Ko-Referats und das persönliche Interesse am Fortgang der Arbeit. Herrn Dr. Klaus Kaden danke ich sehr herzlich für die Übernahme des dritten Korreferats.

Dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt, DLR Oberpfaffenhofen danke ich für die Durchführung von Befliegungskampagnen, die Möglichkeit die DLR-Infrastruktur zu nutzen sowie die kostenlose Bereitstellung von Radardaten. Besonderen Dank empfinde ich für die fachliche Unterstützung durch Herrn Dr. Jürgen Nithack, der den Abschluß dieser Arbeit leider nicht mehr erleben kann. Der ehemaligen DARA GmbH, jetzt DLR Bonn, danke ich für die finanzielle Unterstützung des Forschungsprojektes 'Kartierung von Bodenwassergehalten mit Hilfe von Daten des SIR-C/X-SAR Experiments'.

Eine wichtige Grundlage für die Arbeit waren die Voruntersuchungen mit flugzeuggetragenen Radarsystemen durch Frau Dr. Brigitte John, Universität Bayreuth, der ich für die zahlreichen Anregungen sehr danken möchte. Sie war es auch, die mir das Thema Fernerkundung nahegebracht hat und mich begeistert hat.

Weitere intensive fachbezogene Diskussionen hatte ich mit Frau Dipl.-Geogr. Felicitas von Poncét, Frau Dipl.-Geogr. Maike Bosold, Herrn Dipl.-Geol. Jens Hannemann und Herrn Dipl. Ing. Inform. Alexander Bachem und Dr. Wilfried Hierold, denen ich hiermit meinen Dank aussprechen möchte. Und nicht zuletzt bedanke ich mich auch bei allen studentischen Hilfskräften von der Technischen Universität Braunschweig, der Technischen Universität Berlin, der Freien Universität Berlin und der Fachhochschule Eberswalde sowie den technischen Mitarbeitern des ZALF, insbesondere Frau Dipl. Ing. (FH) Liane Laacke, Frau Britta Lange, Frau Giesela Rühl, die zum Gelingen der Arbeit durch exakte Geländedatenerhebungen und Laborauswertungen ebenfalls sehr beigetragen haben. Dies gilt insbesondere auch für Herrn Dipl. Ing. Bernd Carl, der nicht müde wurde, studentische Hilfskräfte mit dem Thema und der Messmethodik vertraut zu machen.

Den Abteilungen Bodenkunde und Regionale Bodenkunde am Institut für Ökologie der Technischen Universität Berlin danke ich für die vielen konstruktiven, kritischen Diskussionsbeiträge und die äußerst angenehme Arbeitsatmosphäre. Dies betraf insbesondere die Anfangsphase der Arbeit.

Bei meinen Kollegen aus dem Institut für Landschaftssystemanalyse des ZALF Müncheberg bedanke ich mich für das Interesse an meiner Arbeit und die kollegiale Atmosphäre, die ich wirklich sehr geschätzt habe. Meinem Chef, Herrn Dr. Karl-Otto Wenkel danke ich für Geduld. Frau Dipl. Inform. Heike Rasch danke ich für das Systemmanagement des Computernetzes und der Software-Umgebung.

Vor allem aber möchte ich meinen Eltern Kurt und Ilse Prietzsch, meinen Geschwistern Stefanie, Sylvia, Heike und Welf-Holger und ihren Angehörigen danken, die mich durch Ihre familiäre Anteilnahme und moralische Unterstützung immer wieder motiviert haben.

Ein besonders großes Dankeschön möchte ich auch an Klaus Hollenberg richten, der besonders in der Abschlußphase nicht müde wurde mich zu unterstützen und daher unersetzlich war.

Müncheberg, Dezember 1997



# 1 Einführung

Wasser- und Stoffhaushaltsmodelle werden in zunehmendem Maße nicht mehr nur an einzelnen Meßorten und nur in der Vertikalen berechnet, sondern mit einem Raumbezug und lateralem Austausch versehen, um Wechselwirkungen und lokale Extreme deutlich machen zu können. Für die Validierung und die Definition von Startparametern regionaler oder flächenbezogener ökologischer Wasser- und Stoffhaushaltsmodelle (Wegehenkel 1995) besteht ein großer Bedarf an digitalen Flächendaten zu unterschiedlichsten Ökosystemparametern. Da die punktbezogene Erhebung durch Geländebegehungen langwierig und kostenaufwendig ist und die Punktdaten anschließend regionalisiert werden müssen, werden in zunehmendem Maße Fernerkundungsdaten und/oder Gis-Daten verwendet.

Die Methodik der Fernerkundung bzw. digitalen Bildanalyse von Fernerkundungsdaten zur Ableitung von Flächendaten besteht neben der von einem Experten durchgeführten visuellen Interpretation analoger oder digitaler Daten aus einem umfangreichen Instrumentarium digitaler Datenverarbeitungsverfahren. Dazu gehören neben der Matrizen- und Vektoralgebra insbesondere Verfahren der uni- und multivariaten Statistik. Für die quantitative Informationsextraktion von geoökologischen Parametern aus immer neuen Sensorsystemen und die Verwendung der Ergebnisse in Modellen, müssen diese Verfahren immer wieder neu angepaßt werden.

Die benötigten Start- und Kontrollwerte für Wasser- und Stoffhaushaltsmodelle sind neben der Verteilung der versiegelten und bewaldeten Flächen bei landwirtschaftlichen Anwendungen meistens Vegetationsdaten über die Feldfruchtartenzusammensetzung, die Vitalität des Bestandes und Biomasseentwicklung bis hin zu Ertragspotentialen. Meteorologische Daten, die in diesen dynamischen Modellen Verwendung finden, sind meistens die Niederschlagsverteilung, Verdunstungs- und Strahlungspotentiale. Die Ableitung von Bodenparametern, wie dem Bodenwassergehalt oder der Oberflächenrauigkeit wird noch nicht im großen Umfang oder sogar operationell durchgeführt. Werden optische Fernerkundungsdaten für die Erhebung biochemischer Parameter herangezogen, so kann z.T. nicht zu jedem beliebigen Termin Fernerkundungsdatenmaterial bestellt werden, da die Bewölkung eine störungsfreie Aufnahme verhindert. Radarsensoren dagegen erlauben neben der Extraktion von Pflanzenparametern auch die Erfassung biophysikalischer Para-

meter des Wasseräquivalents und der Bestandesrauigkeit und sind aufgrund ihrer aktiven Sensoren im oft bewölkten mitteleuropäischen Raum zukunftsweisend. Sie arbeiten wetterunabhängig und beleuchtungsunabhängig, da sie ihre eigene Energiequelle benutzen. Zu jeder Tages- und Jahreszeit können Bilddaten erhoben werden.

Da sich Radarbilddaten von optischen Fernerkundungsdaten jedoch aufgrund ihrer Rückstreuungseigenschaften kohärent abgestrahlter Wellen in ihrer Bildcharakteristik deutlich unterscheiden, bedarf es im Bereich der digitalen Bildverarbeitung der Entwicklung neuer Analysestrategien. Nicht nur die durch die schräge Seitensicht hervorgerufenen geometrischen Eigenschaften, sondern auch die radiometrischen Eigenschaften aufgrund von Interferenzen erfordern Analysemethoden, die sich immer noch in der Entwicklung befinden. Diese Verfahren sind zum großen Teil noch nicht in kommerziell erwerblichen Softwarepaketen verfügbar. Auch das wissenschaftliche Verständnis der Radarrückstreuungsprozesse besonders in seiner räumlichen Wirksamkeit ist gegenwärtig noch Gegenstand der Forschung. Räumliche Analysen der Zusammenhänge und die Klärung der Abhängigkeiten der Rückstreuung von bodenkundlichen und vegetationsökologischen Eigenschaften befinden sich noch in den Anfängen.

Die Grundlage der vorliegenden Arbeit bilden Fernerkundungsdaten, die im Mikrowellenbereich des elektromagnetischen Spektrums von unterschiedlichen Systemen mit synthetischer Apertur (SAR) aufgenommen wurden. Es handelt sich um Daten des experimentellen SAR der Deutschen Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, des polarimetrischen SAR des Jet Propulsion Laboratory der NASA, USA und des shuttle-getragenen SIR-C/X-SAR Systems (Abkürzungen und Anglizismen: s. Glossar im Anhang). Die Aufnahme der Daten erfolgte im Rahmen von Meßkampagnen, die als Voruntersuchungen für die Systementwicklung z.B. des Shuttle-Radarsystems dienten. Die Meßkampagnen fanden im Gebiet Oberpfaffenhofen bei München in unmittelbarer Umgebung des DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt), auf der Insel Rügen und im Gebiet Little Washita, Oklahoma, USA statt. Sie wurden jeweils von Geländemeßkampagnen zur Sicherstellung relevanter Referenzdaten zur Überprüfung der Bildanalyseergebnisse begleitet.

Die vergleichende digitale Analyse dieser Daten hat die Ermittlung bodenphysikalischer Kenndaten, insbesondere des Bodenwassergehalts und der Oberflächenrauigkeit des

Oberbodens, zum Ziel. Der Zusammenhang zwischen dem Radarrückstreuungsverhalten definierter Bildbereiche und der im Gelände gemessenen physikalischen Bodenparameter wird mit Hilfe von korrelativen Beziehungen geklärt. Mit Hilfe eines vierstufigen Radarrückstreuungsmodells wird das Verhalten der Rückstreuung in Abhängigkeit von der Frequenz, Polarisation und dem Einfallswinkel einerseits, sowie dem Bodenwassergehalt und der Oberflächenrauigkeit andererseits, erläutert. Mit zwei verschiedenen semiempirischen bzw. physikalisch basierten Rückstreuungsinversionsmodellen wird dann die Möglichkeit der Umkehrung der Radarrückstreuungskoeffizienten in die Dielektrizitätskonstante überprüft. Die Berechnung des Bodenwassergehalts bzw. der Oberflächenrauigkeit wird anhand empirischer Modelle überprüft und mit Referenzdaten flächhaft und punktuell verglichen. Auch die Verwendbarkeit einfacher Nomogramme zur Ableitung des Bodenwassergehalts und der Oberflächenrauigkeit auf der Basis der Rückstreuungsrelationen aus gleich- und kreuzpolarisierten Daten im L-Band (21 cm Wellenlänge) wird exemplarisch erläutert.

Abschließend wird eine Bewertung der Einsetzbarkeit der unterschiedlichen Systeme für die Anwendung in bodenkundlichen Fragestellungen vorgenommen. Dies geschieht insbesondere hinsichtlich der absoluten und räumlichen Genauigkeit der Radarmethodik und der Vergleichbarkeit der Ergebnisse unterschiedlicher Meßmethoden.

Die Arbeit gibt einen Überblick darüber, was mit den momentan teilweise noch experimentellen SAR-Systemen im Rahmen der bodenkundlichen Parametererhebung mittels aktiver Radarsysteme möglich ist. Dazu gehört auch eine Beschreibung der einzelnen SAR-Systeme. Ferner werden Anwendungsbeispiele über die Ermittlung der Bodenwassergehalte aus suboptimalen Datensätzen (Zeitpunkt, Ort, Probennahmeaufwand) gegeben, die teils konzeptueller Art sind, aber auch einige Vorschläge für die praktische Bildverarbeitung liefern (angemessene Filterverfahren zur *Speckle*-Reduktion).

Da die verwendeten Begriffe größtenteils im anglo-amerikanischen Raum geprägt wurden und viele Begriffe aus der Elektrotechnik stammen und nicht immer eindeutig übersetzt werden können, befindet sich im Anhang ein Glossar.

## **1.1 Definition des Bodenwassergehalts im Rahmen der Radarfernerkundung**

Unter „Bodenwasser“ wird nur der Teil des Wassers im Boden verstanden, der als temporärer Effekt des versickerten Niederschlags in den obersten Zentimetern des Bodenprofils auftritt. Der die Radarrückstreuung beeinflussende Bereich ist geringer mächtig als die Wurzelzone, die für landwirtschaftliche Bestände mit 0.8 – 1.5 m zu veranschlagen ist. Die Dauer der vorübergehenden Speicherung kann wenige Stunden, bis zu mehrere Tage, manchmal auch über Monate anhalten, wobei die Wasserbewegung aufgrund der Schwerkraft bzw. durch Evaporation an der Oberfläche gesteuert wird und durch die Bindungskräfte des Wassers durch Porenverteilung der unterschiedlichen Bodensubstrate beeinflusst wird. Wasserbindung (Wasserspannung) werden in der Größenordnung Hektopascal angegeben. Wasserspeicherungsmengen werden als Kapazitäten ausgedrückt und in Bezug auf die Pflanzenverfügbarkeit im Wurzelraum beschrieben (z.B. Feldkapazität, nutzbare Feldkapazität, Welkepunkt, Gesamtporenvolumen). Die Beziehung zwischen dem Wassergehalt und der Wasserspannung im Boden wird anhand von pF-Kurven zur Charakterisierung eines Bodens ausgedrückt. Sie erlaubt Rückschlüsse auf den Wasserhaushalt und die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser und ist Grundlage für die Berechnung der Porengrößenverteilung, da sie durch die Körnung und das Gefüge des Bodens beeinflusst wird. Ein wichtiges Merkmal der pF-Kurve ist die Hysteresis: Bei Entwässerung sinkt das Matrixpotential mit zunehmendem Wassergehalt, bei Bewässerung ist die nicht-lineare Beziehung umgekehrt, wobei jeweils ein Verzögerungseffekt zu verzeichnen ist (HARTGE 1991<sup>2</sup>, HILLEL 1982).

Wasserbewegung und Versickerung können im Labor bestimmt werden, indem die Wasserdurchlässigkeit im gesättigten (Durchlässigkeitsbeiwert  $k_f$ ) und ungesättigten Zustand ( $k_u$ ) der Bodenmatrix mit Säulenversuchen bzw. Druckapparaturen gemessen werden. Die Wasserleitfähigkeit ist von zahlreichen Faktoren abhängig: dem Bodengefüge und der Viskosität des Bodenwassers, die wiederum von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängig ist. Weitere beeinflussende Faktoren sind die Lagerungsart des Bodens, die Aggregatstabilität, die Aggregatgröße, die Porenanzahl auf den Aggregatoberflächen und das Volumen der festen Bodensubstanz.

Für die Verdunstung in mm/Tag werden die Evaporation, Transpiration, aktuelle und potentielle Evapotranspiration herangezogen.

Die Verteilung des Bodenwassergehalts in der Fläche ist durch eine hohe Variabilität aufgrund der Heterogenität der Bodenart, der Topographie, der räumlichen und zeitlich variierenden Bodenbedeckung und der Variabilität der Niederschläge gekennzeichnet. Der Bodenwasserhaushalt beschreibt die zeitliche Veränderung des Wassergehaltes im Boden, bedingt durch Aufnahme, Speicherung und Abgabe von Wasser (ARBEITSGRUPPE BODEN 1996).

Die Messung des Bodenwassergehalts kann mit den folgenden Methoden, die in Kapitel 1.1.1 und 1.1.2 beschrieben werden, im Gelände entweder am Punkt oder in der Fläche durchgeführt werden (SCHMUGGE 1980; BERNHARD ET AL. 1984).

### **1.1.1 Direkte Punktmessungen des Bodenwassergehalts**

Die direkte Messung des Bodenwassergehalts im Gelände bzw. durch anschließende Verarbeitung im Labor wird meistens mit den folgenden Methoden durchgeführt:

- Stechzylinder-Proben (*core samples*) zur Ermittlung des volumetrischen Bodenwassergehalts durch Wägung vor und nach der Trocknung bei 105° (KRETZSCHMAR 1989)
- gestörte Proben zur Ermittlung des gravimetrischen Bodenwassergehalts durch Trocknung bzw. zur Umrechnung in den volumetrischen Bodenwassergehalt mit Hilfe der Lagerungsdichte
- TDR Sonden (*Time Domain Reflectometry*) zur Ermittlung des volumetrischen Bodenwassergehalts bzw. der Dielektrizitätskonstante und geräteinternen Umrechnung in den volumetrischen Bodenwassergehalt (MALICKI & SKIERUCHA 1989; KENDRA 1994) mit Hilfe einer von TOPP et al. (1980) ermittelten Beziehung.
- mit Kapazitätsmeßgeräten (*capacitance probe*) wird die Dielektrizitätskonstante des Bodens gemessen, die bei einer Frequenz unter 1000 MHz bei 4-8 für festen Boden, für Luft bei 1 und für Wasser bei 81 liegt. Manche TDR-Geräte erlauben eine direkte Ablesung der Dielektrizitätskonstante.

### 1.1.2 Direkte Flächenmessung des Bodenwassergehalts

Eine direkte Flächenmessung ist noch nicht sehr weit verbreitet, also nicht operationell verfügbar, kann aber mit den folgenden Verfahren erreicht werden:

- Gammastrahlungsmessung durch flugzeuggetragene Systeme (SCHMUGGE 1980). Die Messung folgt dem Prinzip: Wasser im Boden schwächt die abgesandte Strahlung ab. Nachteile dieses Verfahrens sind: Die geringe Flughöhe erfordert eine aufwendige Befliegungsplanung. Durch Gammastrahlung ergibt sich ein Gefährdungspotential für die belebte Umwelt. Bei Insitu-Messungen mit Gammastrahlensonden ist das Probenvolumen am Punkt entscheidend. Die vertikale und horizontale Auflösung der Messungen ist von der Anzahl der Probenpunkte bzw. *footprints* des flugzeuggetragenen Systems abhängig, die Verifikation der Messung kann gegenwärtig nur mit punktbezogenen Referenzmessungen erfolgen.
- Spektralmessungen im sichtbaren und nahen Infrarot-Bereich (VIS und NIR) durch flugzeug- oder satellitengetragene Systeme: Nasse Böden haben eine geringe Albedo, also auch eine geringe Reflektivität. Als Störfaktoren wirken organische Substanz, Rauigkeit, Textur, Sonneneinfallswinkel, Farbe und Pflanzenbedeckung. Die Meßtiefe ist mit wenigen Millimetern sehr gering, da die Abstrahlung im sichtbaren bzw. Infrarotbereich nur von der Oberfläche erfolgt.
- Spektralmessungen im thermalen Infrarot (TIR) durch hubschrauber-, flugzeug- oder satellitengetragene Systeme: Die Oberflächentemperatur eines Bodens ist eine Funktion der thermalen Trägheit der Substanz. Diese wiederum ist abhängig von der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität des Materials. Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität verhalten sich proportional zum Bodenwassergehalt (PRICE 1980; SEGUIN 1994). Für die thermische Leitfähigkeit  $k$  gilt:  $k_{\text{Sand}} < k_{\text{Ton}}$ . Für die volumetrische Wärmekapazität  $T$  gilt:  $T_{\text{trocken}} < T_{\text{nass}}$ . Einflußfaktoren auf die Meßgüte sind neben der Wärmeleitfähigkeit und der Wärmekapazität, die solare Strahlung, die Lufttemperatur, die relative Feuchte, Bewölkung und Wind (SCHMUGGE 1980).
- Radiometer (passives Radar) messen die Intensität der natürlichen Emission im Mikrowellenbereich von der Bodenoberfläche, meistens mit einer Frequenz von 1.3 GHz. Die Emission ist proportional zum Produkt aus der Oberflächentemperatur und

der natürlichen Oberflächenemissivität (*brightness temperature*  $T_B$ ). Bei einer Wellenlänge  $> 5$  cm, also im Mikrowellenbereich, kann die Gleichung vereinfacht werden, denn die atmosphärische Transmission erreicht nahezu 99%:

$$T_B = (1 - r)T_{Soil} = eT_{Soil}$$

wobei  $e = 1 - r$  = Emissivität. Der Beitrag der Himmels- und der Atmosphärentransmissivität ist gering und jeweils etwa nur 5 K und damit vergleichsweise klein zu der Transmissivität des Bodens. Da sie von Textur, Rauzigkeit, Vegetation und Bodenwassergehalt abhängig sind, kann  $T_B$  mit dem Bodenwassergehalt aufgrund von empirisch ermittelten Daten in Beziehung gesetzt. Bei einer Veränderung des Bodenwassergehalts (8 bis 30% Vol) kann mit einer Abnahme der Emissivität von 0.95 auf 0.6 oder geringer erwartet werden. Für die *brightness temperature* ist dies eine Veränderung von 100 K. Obwohl der Zusammenhang zwischen der Emissivität und der *brightness temperature* linear ist, verhält sich der Bodenwassergehalt nicht linear, wenn man seine Abhängigkeit von der Reflektivität betrachtet (SCHMUGGE 1980).

- Die Messung mit aktivem Radar (SAR) ist Gegenstand der Arbeit und wird in den folgenden Kapiteln eingehend erläutert. Das grundlegende Prinzip beruht auf dem extremen Gegensatz zwischen den Dielektizitätskonstanten von Wasser und der Festsubstanz des Bodens. Dieser dielektische Unterschied modifiziert die Rückstreuung der eingestrahlten Mikrowellen und läßt sich über semi-empirische Modelle in den volumetrischen Bodenwassergehalt umrechnen. Die Untersuchungen mit abbildenden Radarsystemen haben mit dem Start des ERS-1, JERS-1 und RADARSAT und dem Shuttle-Experiment SIR-C/X-SAR stark zugenommen und werden an anderer Stelle beschrieben.

Als Referenzdaten für die Analyse von Fernerkundungsdaten werden Mittelwerte aus Punktmessungen für ein Gebiet z.B. der gesamten landwirtschaftlichen Nutzfläche, eines Transekts oder von anderen Raumeinheiten (*Kriging*-Ergebnisse) herangezogen. Geeignete Verfahren zur Übertragung von Punktmessungen auf die Fläche wurden vielfach erprobt und können z.B. mit Hilfe der Geostatistik (GEOEAS, G++, SPATANAL, ISATIS etc.) erfolgen (Kapitel 1.2. Regionalisierungskonzepte) (AKIN & SIEMES 1988, HUIJBREGTS & MATHERON 1971; WACKERNAGEL 1995). Geostatistische Analysen im Zusammenhang mit der Fernerkundung wurden bisher kaum unternommen (VOIGT 1994 Segmentierung und

MIRANDA 1992 Segmentierung von Regenwald in SAR Daten). Geostatistische Methoden zur Verifizierung der Auswertung von Fernerkundungsdaten wurden z.B. in der Arbeitsgruppe, in der auch diese Arbeit entstanden ist, erprobt (PONCET et al. 1995).

### 1.1.3 Folgerungen

Für eine operationelle Anwendung von Regionalisierungsmethoden zur Bestimmung des Bodenwassergehalts lassen sich die folgenden Ziele für zukünftige Untersuchungen formulieren.

- Die Ableitung einer Methode zur operationellen quantitativen flächendeckenden Ermittlung des Bodenwassergehalts und der Oberflächenrauigkeit auf unbewachsenen und bewachsenen landwirtschaftlichen Nutzflächen kann aufwendige Geländearbeiten ersetzen.
- Eine Quantifizierung der räumlichen Variabilität des Bodenwassergehalts würde für Gebietsanalysen eine wichtige Voraussetzung bieten.
- Die Bestimmung der Größe hydrologischer Einheiten, die für unterschiedliche hydrologische Prozesse charakteristisch sind, verbessert das Verständnis dieser Prozesse.
- Die Schaffung von Kriterien für die Abgrenzung hydrologischer Einheiten ist ein grundlegendes Problem.
- Die Erstellung einer kontinentalen Karte des Bodenwassergehalts zur Erkennung von Regionen mit hohem Bodenwassergehaltsgradienten in Zeit und Raum würde neben der Ableitung globaler Bodenwassergehaltskarten aus Daten mit geringer räumlicher Auflösung als Modellinput für Global Change Modelle (GCM) dienen können.
- Mit Regionalisierungsmethoden auf der Basis von Fernerkundungsdatenanalysen könnten Skalierungsprobleme (*Scaling*) untersucht werden, wenn Daten von Sensoren mit unterschiedlicher zeitlicher, räumlicher und radiometrischer Auflösung verwendet werden.



## **1.2 Regionalisierungskonzepte**

Da der Bodenwassergehalt, wenn er an einzelnen Punkten gemessen wird, nicht für flächenbezogene Aussagen herangezogen werden kann, muß nach einem Verfahren gesucht werden um von der Punktmessung in die Fläche zu gelangen. Dies geschieht mit Regionalisierungsverfahren. Unter Regionalisierung wird die räumliche Zuordnung und Beschreibung von Meßdaten in einem Referenzkoordinatensystem verstanden. Das kann die Zuordnung von Punktmessungen zu einem Koordinatenpaar einer topographischen Karte sein oder aber die räumlich nach unterschiedlichsten Verfahren interpolierte kartographische oder GIS-Darstellung sein (WACKERNAGEL 1995).

### **1.2.1 Geostatistik als Regionalisierungskonzept**

Die meisten Ansätze zum Vergleich zwischen dem Bodenwassergehalt und der Radarückstreuung beruhen auf der Gegenüberstellung von Ackerflächenmittelwerten. Die Variabilität des Bodenwassergehalts wird bei BRADLEY & ULABY (1981) als Variationskoeffizient (Quotient aus Standardabweichung und Mittelwert) angegeben. Wenn dieser kleiner als 0.1 ist, wird von geringer Variabilität gesprochen. Daraus wird der Schluß gezogen, daß die Variabilität der Bodenart gering ist, was eine Mittelung über große Flächen rechtfertigt. Die in dieser Arbeit untersuchten Gebiete sind glazialer Entstehung und besitzen daher eine sehr heterogene Substratzusammensetzung, bei der eine Mittelung über gesamte Nutzflächen nur eine erste Abschätzung liefern kann.

Bisher wurde der Bodenwassergehalt meistens durch Messungen am Punkt zur Validierung von computergestützten ökologischen Modellen zur Abschätzung von Wasser- und Stoffflüssen im Boden herangezogen. Mit Hilfe der Radarfernerkundung erhofft sich die Nutzergemeinschaft eine flächendeckende Quantifizierung z.B. des Bodenwassergehalts. Da jedoch zur Ableitung von Quantifizierungsstrategien Referenzmessungen am Punkt nötig sind, müssen diese in eine geeignete Form, nämlich Flächendaten, überführt werden.

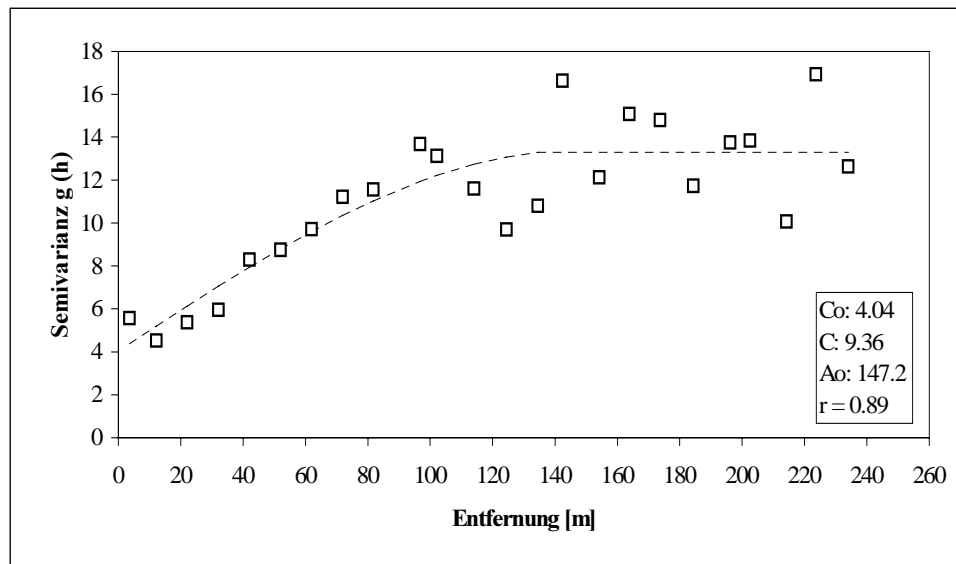
In dieser Arbeit wird die Geostatistik zur Regionalisierung der Geländemessungen herangezogen. Der Grundgedanke der Geostatistik ist die regionalisierte Variable, definiert als jede beliebige meßbare Größe, die sich kontinuierlich im geographischen Raum verändert. Die räumlich abhängige Varianz der Messungen kann statistisch untersucht werden und mit Hilfe einer Reihe von Parametern beschrieben werden, die aus dem Semivariogramm

abgeleitet werden. Im Semivariogramm wird die Semivarianz der untersuchten Variable in Abhängigkeit von der Distanz und der Richtung zwischen den Probenahmepunkten in Beziehung gesetzt und durch eine angepaßte Funktion beschrieben.

Die Semivarianz wird definiert:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2} m \cdot \sum [z(x_i) - z(x_i + \mathbf{h})]^2$$

$\gamma(\mathbf{h})$  ist die Semivarianz bei *lag*  $\mathbf{h}$ . Die Summe läuft über  $i = 1$  bis  $m$ . Die Richtung und die Distanz werden durch den Vektor  $\mathbf{h}$  beschrieben, der als *lag* (Verzögerung) bezeichnet wird. Als Einheiten werden die Quadrate der Größen für  $z(x_i)$  angenommen.  $m$  ist die Anzahl der Meßpunktpaare, die für die Berechnung von  $\gamma$  für den lag  $\mathbf{h}$  herangezogen wurden.  $z(x_i)$  = Wert der regionalisierten Variable  $z$  an der Position  $x_i$ . Abb. 1-1 gibt ein Beispiel für ein experimentelles Semivariogramm. Es gilt für eine landwirtschaftliche Nutzfläche, die entlang eines Raster beprobt wurde.



**Abb. 1-1: Experimentelles und gefittetes Semivariogramm des volumetrischen Bodenwassergehalts 0-10 cm der Testfläche Venz, Insel Rügen am 7.10.1994. (TAPKENHINRICHS 1996).**

Die Variogrammparameter für das experimentelle Variogramm sind die Nuggetvarianz  $C_0$ , die den Offset auf der y-Achse beschreibt, der Schwellwert (*sill*)  $C+C_0$ , welcher der

statistischen Varianz  $s^2$  der Daten entspricht. Die Reichweite  $A_0$  gibt an, bis zu welcher Entfernung die Punkte verglichen werden dürfen.  $r$  ist ein Maß für die Güte der Anpassung des Modells. Für dieses experimentelle Variogramm wurde ein sphärisches Modell als Fit verwendet.

Die Semivarianz wird mit zunehmender Entfernung der Meßpunkte (*lag*) größer, bis sie sich auf einem Plateau einpendelt. Diese Distanz wird *range of influence* genannt. Sie markiert die Entfernung innerhalb der die Messungen in einer statistischen Beziehung stehen und gibt daher Auskunft über die räumliche Struktur der Messungen. Die Höhe des Plateaus wird *sill* (Schwelle) genannt und repräsentiert die globale Varianz der Messung. Die Parameter *lag* und *sill* werden mit Hilfe eines Kurvenfit mit einem linearen, exponentiellen, zirkularen oder sphärischen Modell an das experimentelle Semivariogramm ermittelt.

Semivariogramme ermöglichen also eine statistische Beschreibung räumlicher Phänomene, die aufgrund der ihnen eigenen Komplexität nicht mit Hilfe deterministischer Funktionen beschrieben werden können. Sie können insbesondere dazu verwendet werden, die Anisotropie der Variabilität zu beschreiben und ermöglichen eine objektive Abschätzung der Distanz, innerhalb der die Variabilität auftritt. Die Reichweite beinhaltet also Informationen über das Maß der Heterogenität.

Um die Semivariogrammparameter für die Flächeninterpolation einsetzen zu können, müssen für alle zwischen den Meßpunkten liegenden Bereiche ebenfalls die Varianzen der Messungen abgeschätzt werden. Abschließend wird das KRIGE-System, ein lineares Gleichungssystem, mit Hilfe von LAGRANGE-Operatoren gelöst. Das Ergebnis kann in ein Rasterbild konvertiert, geometrisch auf die Bilddaten angepaßt werden und dient so als flächendeckender Vergleich für den entsprechenden Bildausschnitt.

Diese Verfahren der Geostatistik wurden zur Aufbereitung der Referenzdaten der Untersuchungsgebiete für einen flächendeckenden Vergleich mit Ableitungen aus den Fernerkundungsdaten angewendet.

### **1.2.2 Radarfernerkundung als Regionalisierungskonzept**

Die Vorteile insbesondere der Radarfernerkundung gegenüber optischen Sensoren bestehen in der Wetter- und Beleuchtungsunabhängigkeit des Sensors und in der Fähigkeit,

Wolken und Dunst zu durchdringen (ULABY & MOORE & FUNG 1981 VOL I. UND II & 1986).

In der Bodenkunde werden z.B. für den Einsatz von ökologischen Wasser- und Stoffhaushaltsmodellen flächenhaft ermittelte Daten über verschiedenste Bodenparameter benötigt. Die konventionelle Erhebung im Gelände an einzelnen Meßpunkten ist zeit- und arbeitskraftintensiv und beinhaltet immer noch die Frage der Übertragung auf die Fläche mit Hilfe von Interpolationsverfahren oder mit Hilfe der Geostatistik. Daher bietet der Einsatz der Fernerkundung zur großflächigen Erhebung eine verbesserte und schnellere Möglichkeit bodenphysikalische Parameter in großen Gebieten zu messen und zu erfassen. Gemäß der Definition der Regionalisierung in Kap. 1.2 wird ist die Voraussetzung der Regionalisierung die Zuordnung der Meßpunkte zu definierten Punkten in einem Koordinatensystem.

Die Arbeitsweise in der geoökologischen Fernerkundung richtet sich nach dieser Forderung meistens schon im ersten Arbeitsschritt der digitalen Bildanalyse. Durch die Aufnahmegeometrie der Fernerkundungssysteme, z.B. die Seitensicht des Radarsystems, entstehen Bilddatenverzerrungen und Lagefehler, die korrigiert werden müssen (s. Anhang). Nur so ist der quantitative Vergleich mit Referenzdaten aus Feldbegehungen (Kartierungen, DGPS-Positionen, GIS) gewährleistet. Meistens werden polynomiale Transformationen auf der Basis von Paßpunkten, die in Bild und Karte eindeutig identifizierbar sind, verwendet. Parametrische Entzerrungen mit Hilfe von Satellitenorbitparametern sind ein weiteres weit verbreitetes Verfahren zur Lagekorrektur. So können durch die Abweichungen der Überfliegungsbahn der Flugzeugs oder des Orbits eines Satelliten von der Kartengitternordrichtung korrigiert werden. Bei Radardaten muß vor der Paßpunktentzerrung eine Korrektur der Schrägsicht (*slant range*) durchgeführt werden (*slant range to ground range conversion*), um über die Querrichtung des Aufnahmestreifens abnehmende Pixelgröße in einheitlich quadratische Pixel umzurechnen. Dies geht mit einer Verringerung der räumlichen Auflösung einher. Nach der geometrischen Anpassung an ein Kartensystem mit definierter Erdellipsoidgestalt (z.B. Bessel Ellipsoid) und Kartennetz (z.B. GAUß-KRÜGER) ist also ein Schritt der Regionalisierung erzielt. Jedes Pixel ist nach seiner Lage definiert und mit Daten des gleichen geometrischen Referenzsystems direkt vergleichbar.

Die vorliegenden Radardaten wurden vorverarbeitet und absolut kalibriert, was den Vergleich der Daten untereinander erlaubt. Durch den Sensor hervorgerufene Fehler durch Signalüberlagerung usw. werden also ausgeschlossen. Die Kalibrierengenauigkeit wird, wie die Rückstreuungsintensität auch, in Dezibel angegeben (s. Anhang I).

In nächsten, aufwendigeren und speziell zu entwickelnden Verarbeitungsschritt werden die meistens mit 8-, 10- oder 16-bit kodierten Bildinformationen der einzelnen Radarkanäle, die durch ihre Frequenz und Polarisation bestimmt sind, in bodenphysikalische Meßgrößen umgerechnet. Jedes Pixel entspricht einer gemessenen Rückstreuungsintensität oder –amplitude einer definierten Wellenlänge oder Frequenz bei gegebener horizontaler oder vertikaler Polarisation. Nach der Umrechnung in die Oberflächenrauigkeit oder den volumetrischen Bodenwassergehalt z.B. mit Hilfe von empirischen Modellen oder Inversionsmodellen enthält jedes Pixel, sofern die Rückstreuung gegebene Kriterien entspricht, eine Zuordnung des untersuchten Parameters. Fehlende Werte können entstehen, wenn die Rückstreuung der einzelnen Radarkanäle nicht den Eingangskriterien des jeweiligen Modells entspricht. Hiermit ist die Regionalisierung der gewählten Parameter erreicht.

Radardaten für geowissenschaftliche Anwendungen können von einem nicht-abbildenden Scatterometer, einem Radiometer für passive Mikrowellenstrahlung oder von einem Radarsystem mit synthetischer Apertur (SAR) aufgezeichnet werden. Radarsensoren mit realer Apertur (RAR) oder *sidelooking airborne radar* (SLAR) werden kaum noch verwendet (ULABY & MOORE & FUNG 1981). In dieser Arbeit wurden ausschließlich Daten von Systeme mit synthetischer Apertur verwendet.

### **1.2.3 Aktives Radar zur Ableitung des Bodenwassergehalts**

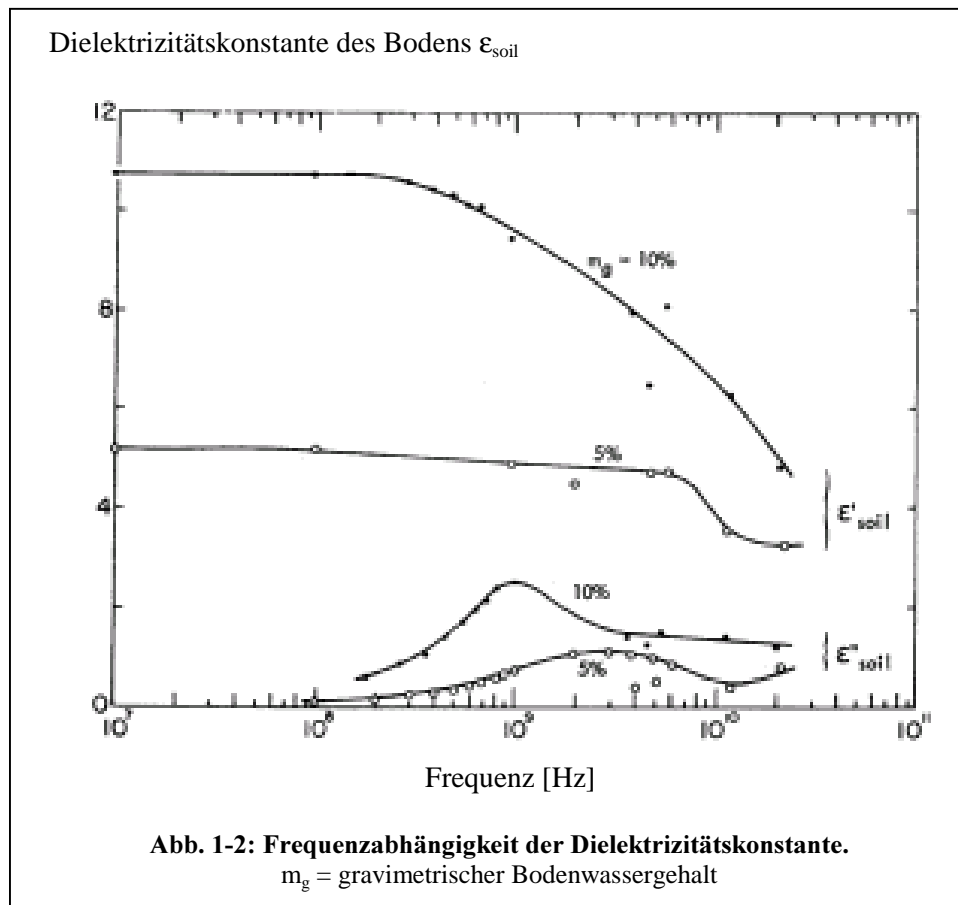
Da optische Sensoren oft durch Bewölkung an der Geländeaufnahme behindert werden, bietet sich in Mitteleuropa Radar als Alternative an. Das Meßprinzip des Radar läßt sich wie folgt zusammenfassen: Die Mikrowellenenergie, die auf eine Oberfläche auftrifft, kann gestreut, transmittiert oder absorbiert werden. Die relativen Anteile jedes dieser Prozesse und ihre richtungsspezifische Charakteristik werden durch die dielektrischen Eigenschaften des Mediums Boden und durch die Bedingungen der Grenzfläche Luft/Bodenoberfläche bestimmt. Grenzflächenbedingungen, die hier wirksam werden, sind kleinmaßstäbliche,

zufällige Oberflächenrauigkeiten, die durch die landwirtschaftliche Bearbeitung hervorgerufen werden. Azimuth-abhängige Furchen-/Damm-Strukturen, sowie die Neigung des untersuchten Geländeausschnitts, die den lokalen Einfallswinkel beeinflusst, wirken sich auf die Messung aus. Ein Radarsystem mißt die Intensität oder Amplitude der des zurückgestreuten Teils der eingestrahlten Leistung. Die abgestrahlte elektromagnetische Welle ist kohärent. Diese besteht im allgemeinen aus 2 Komponenten: einer kohärenten Komponente, die durch die spiegelnde Reflektion hervorgerufen wird und eine inkohärenten Komponente, die durch Streuungsmechanismen bestimmt wird. Beide Komponenten hängen stark vom FRESNEL'schen Leistungsreflektionskoeffizient ab, der wiederum durch die dielektrischen Eigenschaften des Bodens bestimmt und durch die Oberflächengestaltung modifiziert wird. Die kohärente Komponente hängt jedoch stärker von den Winkelverhältnissen, sowohl der Szene aufgrund der Rauigkeit und des lokalen Einfallswinkels, als auch vom Design des Senders (*beamwidth*) ab. Daher kann die kohärente Komponente dominieren, wenn die Rückstreuung bei Einfallswinkeln nahe Nadir untersucht wird, und zwar besonders bei Systemen mit großer Strahlbreite. Eine Besonderheit der kohärenten elektromagnetischen Welle ist ihre Eigenschaft Interferenzen zu bilden, die zum charakteristischen *Speckle*, nämlich dem multiplikativen Rauschen im Bild führen.

Die Ableitung des Bodenwassergehalts aus Radardaten ist theoretisch möglich, weil der große Unterschied der Dielektrizitätskonstante von Wasser (80) und trockenem Boden (3-5) ausgenutzt werden kann. Die Änderung der Dielektrizitätskonstante bei Änderung des Bodenwassergehalts führt zu einer veränderten Rückstreuung. Bei steigendem Bodenwassergehalt nimmt die Dielektrizitätskonstante zu.

Die hohe Dielektrizitätskonstante von Wasser ist in der leichten Polarisierbarkeit der Wasserdipole begründet. Bei der Veränderung des angelegten elektrischen Feldes (Umpolung) richten sich die Dipole neu aus. Sind die Änderungen des elektrischen Feldes hochfrequent, so schaffen die Moleküle die Neuorientierung nicht. Man wird also zur Messung der Dielektrizitätskonstante immer niedrige Frequenzen verwenden, da die Unterschiede in der Dielektrizitätskonstante  $\epsilon'$  in diesem Fall hoch sind, und da nämlich die Wassermoleküle genug Zeit haben sich neu zu orientieren. Bei gleichem Bodenwassergehalt ist

der Meßbereich von  $\epsilon'$  größer, wenn die Frequenz klein wird. Der Änderungsbetrag von  $\epsilon'$  liegt bei 10 dB oder mehr.



### 1.2.3.1 Bodentextur und Dielektrizitätskonstante

Neben der Abhängigkeit der gemessenen Dielektrizitätskonstante von den gegebenen Radarsystemparametern wie Frequenz, Polarisation und Einfallswinkel ist andererseits die Abhängigkeit von den Oberflächen- bzw. Volumeneigenschaften der bestrahlten Flächen von Bedeutung. Die Beziehung zwischen der Bodentextur und der Dielektrizitätskonstante wurde z.B. von WOBSCALL (1977), HALLIKAINEN ET AL. (1985), DOBSON & ULABY (1986), ABOULLA ET AL. (1988) untersucht.

Da die Ausrichtung der Dipole für die Höhe der Dielektrizitätskonstante entscheidend ist, könnte man eine Verringerung der Dielektrizitätskonstante durch Einfrieren der Probe, die Verwendung höherer Frequenzen oder bei festgebundenem Wasser messen. Der Effekt läßt sich am besten erklären, wenn man eine trockene Probe langsam befeuchtet. Anfangs wird das Wasser stark gebunden, d.h. die Dielektrizitätskonstante ändert sich nur geringfügig bei niedrigen Frequenzen und ist von der Textur und der Lagerungsdichte abhängig. Bei weiterer Wasserzugabe über eine kritische Wassermenge  $w_{krit}$  bringen die freien Wassermoleküle einen immer stärkeren Zuwachs der Dielektrizitätskonstante. Tonige Böden mit großer spezifischer Oberfläche binden eine größere Menge Wasser fest an der Oberfläche als sandige Böden. Deshalb liegt bei diesen Böden die kritische Wassermenge, die überschritten werden muß, höher als bei Sandböden.

Die Ableitung der Dielektrizitätskonstante als Funktion des Bodenwassergehalts und der Textur wurde von WANG & SCHMUGGE (1980) für Frequenzen zwischen 1.5 und 5 GHz untersucht. Demnach ist  $\epsilon = W_c \epsilon_x + (P - W_c) \epsilon_a + (1 - P)\epsilon_r$ , wobei  $\epsilon_x$ ,  $\epsilon_a$ ,  $\epsilon_r$  die Dielektrizitätskonstanten des gesamten absorbierten Wassers, der Luft und des Gesteins sind (Dreiphasengemisch),  $W_c$  der Wassergehalt und P die Porosität ist.

HALLIKAINEN et al. (1985) leitete für verschiedene Frequenzen Polynome zweiten Grades ab, in denen die Dielektrizitätskonstante vom Wassergehalt und von den Anteilen an Sand und Ton abhängt. Diese Beziehung kann für den Wassergehalt umgekehrt werden und wird oft zur Umrechnung des *Outputs* von Inversionsmodellen verwendet. Nachteil dieser Gleichungen ist jedoch, daß der Einteilung in Sand und Ton die amerikanische USGS Korngrößenklassifikation (*United States Geological Service*) zu Grunde liegt.

TOPP et al. (1980) leitet ein Polynom dritten Grades aus experimentellen Messungen im Frequenzbereich 1 MHz bis 1 GHz ab. Die Funktion ist universell gültig für mineralische Böden. Nur der Wassergehalt geht in die Gleichung ein, weil eine Abhängigkeit von der Bodenart nicht festgestellt wurde.

Eine andere empirische Formel steht bei DOBSON et al. (1985) für Frequenzen zwischen 1-18 GHz) mit

$$\epsilon = a_0 + (a_1 + b_1 \cdot S + c_1 \cdot C) + (a_2 + b_2 \cdot S + c_2 \cdot C) \cdot m_v^2 + (a_3 + b_3 \cdot S + c_3 \cdot C) \cdot m_v^3$$



bzw. bei HALLIKAINEN (1985), die sehr große Anwendung findet. Hierbei wird ebenfalls die Bodenart nach dem USGS Klassifikationssystem angegeben.

Anstelle des gravimetrischen oder volumetrischen Bodenwassergehalts wurde oft die Feldkapazität (%FK) als Referenzgröße für die Untersuchung der Rückstreuungskoeffizienten herangezogen, da der Bodenwassergehalt dann unabhängig von der Bodenart betrachtet werden kann. DOBSON et al. (1984) verwenden als Schätzung:

$$\%FK = 25.1 - 0.21 [\% \text{ SAND}] + 0.22 [\% \text{ TON}]$$

Diese Gleichung ist jedoch nicht unbedingt allgemein gültig und beruht auf der amerikanischen Korngrößenklassifikation. Aus dem Quotienten des gravimetrischen Bodenwassergehalts und der Feldkapazität berechnet DOBSON einen korrigierten Bodenwassergehalt. Die Hypothese bestand darin, daß die Empfindlichkeit des Reflektionskoeffizienten für den Bodenwassergehalt sollte sich bodenartenspezifisch ausprägen und relativ unabhängig von der Bodenart sein, wenn die korrigierte Größe verwendet wird. Das konnte experimentell nicht nachgewiesen werden. Zwischen dem Matrixpotential und der Reflektivität wurde ein linearer Zusammenhang nachgewiesen. Kritisch wird von DOBSON (1986) die Frage nach der physikalischen Basis der Feldkapazität betrachtet und damit auch die geographische Ausdehnbarkeit der gefundenen Beziehungen. Die Variabilität der Trockenraumdichte kann in einigen Regionen sehr hoch sein.

### **1.3 Untersuchungen mit nicht-abbildenden Radarsystemen**

Die ersten Untersuchungen zum Verhalten des Rückstreuungskoeffizienten von quasi-natürlichen und natürlichen Oberflächen in Abhängigkeit von der Frequenz, der Polarisation und des Einfallswinkels wurden mit nicht-abbildenden Radarsysteme durchgeführt.

#### **1.3.1 Scatterometer-Messungen**

Das Verhalten der Radarrückstreuung in bezug auf den Bodenwassergehalt, der Landoberflächeneigenschaften und der Radareigenschaften und -konfigurationen wurde von ULABY et al. (1981a, 1986), BALTIVALA & ULABY (1977) bereits in zahlreichen *Scatterometer*-Experimenten im Labor und im Feld charakterisiert. Die verwendeten Systeme sind

meistens auf Hubsteigern angebracht und messen die Rückstreuung von einzelnen Testflächen im Gelände (LKW-getragene Systeme) oder von Proben im Labor. Flugzeuggetragene Scatterometer wurden unter anderem von SCHMULLIUS (1992) und PALOSCIA et al. (1995) eingesetzt.

Die Ermittlung den Bodenwassergehalt wird durch die Oberflächenrauigkeit, die Vegetation und die Textur erschwert. Diese Effekte können minimiert werden, wenn die Radarparameter, also der Einfallswinkel, die Polarisation und die Frequenz, sinnvoll gewählt werden. Dies war das Ziel insbesondere der Untersuchungen von ULABY et al. (1982), um Empfehlungen für das Design abbildender Radarsysteme geben zu können. Die Meßergebnisse von *Scatterometern* sind entweder flächenintegrierte Werte (Nahbereich-*Scatterometer*) oder Meßprofile (Fernbereichs-*Scatterometer*).

Anhand der zahlreich publizierten Ergebnisse sollen nun die Meßeinflüsse auf die Raddarrückstreuung erläutert werden (FUNG & ULABY, in COLWELL, 1983).

### 1.3.1.1 Einfluß der Wellenlänge bzw. Frequenz

Die Wellenlänge kann die Rückstreuung auf zwei Arten beeinflussen: 1. die Relation zwischen Wellenlänge und Oberflächenrauigkeit bestimmt die effektive Rauigkeit. Sie wird durch die Multiplikation der gemessenen Standardabweichung der Höhen und der Wellenzahl berechnet. 2. Die Eindringtiefe hängt von der Wellenlänge ab. Die *skin depth* definiert die Tiefe unterhalb der Oberfläche, in der die Amplitude der einfallenden elektromagnetischen Welle um 37% des Wertes an der Oberfläche reduziert ist:

$$\delta = \left( \frac{\lambda}{\pi \cdot g \cdot \eta} \right)$$

wobei  $\delta$  die *skin depth*,  $\lambda$  die Wellenlänge,  $\pi$  die Zahl  $\pi$ ,  $\eta = (\mu/\epsilon)^{1/2}$ , mit  $\epsilon$  der Permittivität und  $\mu$  der Permeabilität ist. Je länger die Wellenlänge bzw. je kleiner die Frequenz ist, desto tiefer können elektromagnetische Wellen in ein homogenes Medium eindringen. Die Rückstreuung ist bei langen Wellen jeweils höher als bei kurzen Wellen.

### 1.3.1.2 Einfluß des Einfallswinkels

Die Rückstreuung nimmt bei rauhen Oberflächen mit zunehmendem Einfallswinkel ab. Am höchsten ist sie nahe Nadir (senkrechter Einfall). Nahe dem *grazing angle* (Streifwinkel) wird die Rückstreuung Null. Rauigkeitseffekte werden stärker, je flacher der Einfallswinkel ist.

### 1.3.1.3 Einfluß der Polarisation

Radarsysteme transmittierten elektromagnetische Wellen horizontal und empfangen horizontal und/oder vertikal. Mit HH-Polarisation wird der gleichpolarisierte Zustand bei Transmission und Empfang beschrieben. Kreuzpolarisiert nennt man den Fall, wenn bei der Transmission die Polarisationssebene senkrecht zur Empfangspolarisationsebene steht. Gleichpolarisierte *Returns* des Signals sind entweder quasi-spiegelnde Reflektionen, besonders bei Einfallswinkeln nahe Nadir oder Oberflächen- und/oder Volumenstreuung. Die Oberflächenstreuung nimmt mit zunehmendem Einfallswinkel ab. Diese Abnahme ist bei rauhen Oberflächen geringer als bei glatten Oberflächen. Die Volumenstreuung ist bei allen Einfallswinkeln und bei Medien mit kleiner Dielektrizitätskonstante etwa gleich stark. Die Rückstreuung der kreuzpolarisierten Wellen ist jeweils schwächer als die der gleichpolarisierten.

Vier Mechanismen führen zu einer Depolarisation elektromagnetischer Wellen (Erzeugung einer Kreuzpolarisation): 1. quasi-spiegelnde Reflektion aufgrund des Unterschieds zwischen den FRESNEL-reflektionskoeffizienten für eine homogene, leicht wellige Oberfläche. Bei diesem Mechanismus wird kein kreuzpolarisierter *Return* nahe Nadir gemessen und proportional zum Einfallswinkel zunehmende Rückstreuung, die beim Streifwinkel (*grazing angle*) wiederum nicht mehr festgestellt werden kann. Der *Return* ist insgesamt sehr gering. 2. multiple Streuung aufgrund der Rauigkeit und 3. multiple Volumenstreuung aufgrund von Inhomogenitäten, besonders im Bereich der Eindringtiefe: Diese Effekte treten bei rauhen bewachsenen und unbewachsenen Flächen auf, wobei der *Return* des multiplen Volumenstreuungseffektes höher ist als derjenige der multiplen Streuung aufgrund der Rauigkeit. 4. physikalische (Permittivität) oder geometrische Anisotropien. Dieser Effekt ist bei Fernerkundungsanwendungen selten (FUNG & ULABY

1983). Das Depolarisationsverhältnis  $\sigma_{hh}^{\circ}/\sigma_{vh}^{\circ}$  wird oft zur Detektion oder Maskierung von Vegetation in der Bildverarbeitung herangezogen oder zur Beschreibung von Rauigkeitseffekten verwendet.

#### 1.3.1.4 Rauigkeitseffekte und Textureffekte

Die Oberflächenrauigkeit wird bei Untersuchungen mit Radar mit Hilfe der Standardabweichung der relativen Oberflächenhöhen zu einer Bezugsebene und durch die Autokorrelationslänge der Rauigkeit charakterisiert. Rauigkeitseffekte sind in erster Linie von der Wellenlänge abhängig, werden jedoch auch stark vom Einfallswinkel beeinflusst. Die Effekt der Rauigkeit nimmt mit der Wellenlänge ab, wenn der Einfallswinkel z.B. mit 30° fest eingestellt ist. Bei jeder Frequenz gibt es einen Bereich zwischen 2 bestimmten Einfallswinkeln, in dem die Variation aufgrund der Rauigkeit gering ist. Bei gegebener Rauigkeit nimmt  $\sigma^{\circ}$  mit dem Einfallswinkel stärker ab, wenn die Frequenz verringert wird. Die Regressionsbeziehung ist vom Bodentyp abhängig, deshalb schlagen BATLIVALA & ULABY (1977) vor, anstelle des Bodenwassergehalts die Feldkapazität zu verwenden. Bei einem Radarsystem mit 1.6 GHz, HH Polarisation und 10° Einfallswinkel ermittelten BLANCHARD & CHANG (1983) eine Änderung von 0.09 dB pro % Feldkapazität, d.h. eine Kalibrierengenauigkeit von 1 dB muß erreicht werden, um die vorkommende Spanne der Bodenwassergehalte messen zu können. Einfallswinkel zwischen 10-20° verringern den Effekt. Je rauher eine Oberfläche ist, desto weniger wirkt sich der Einfallswinkel aus. Der Effekt der Reihungsrichtung eines Feldes vertikal und parallel zur Befliegungsrichtung wurde mit 12.3 dB Unterschied festgestellt.

Der Einfluß der Reihungsrichtung auf die Rückstreuung besonders bei Frequenzen über 4 GHz wird von ULABY & BARE (1979) durch die *Look Direction Modulation Function* erklärt. Eine starke Abhängigkeit der Rückstreuung von der Blickrichtung wird bei 1 GHz festgestellt, die exponentiell mit der Frequenz abnimmt (ca. 10 dB in Abhängigkeit von der Bestandeshöhe) und ab 4 GHz zu vernachlässigen ist. Die Kreuzpolarisation zeigt eine solche Abhängigkeit bei keinem der gewählten Einfallswinkel zwischen 0 und 60° und keiner der untersuchten Frequenzen zwischen 1 und 18 GHz. Daher wird für die Ableitung des Bodenwassergehalts die Wahl von Frequenzen über 4 GHz vorgeschlagen.

### 1.3.1.5 Abschwächung des Signals durch die Vegetation

Nach ULABY et al. (1979) kann die Rückstreuung eines vegetationsbedeckten Bodens allgemein wie folgt beschrieben werden  $\sigma^\circ = \sigma_v^\circ + \sigma_s^\circ e^{-2\alpha}$ . Dabei wird die Rückstreuung des Bodens durch den Faktor  $e^{-2\alpha}$  abgeschwächt. Der Parameter  $\alpha$  ist eine Funktion von der Pflanzenhöhe, -dichte, -wassergehalt und -form. Darüber hinaus ist  $\alpha$  von den Radarparametern Frequenz, Einfallswinkel und Polarisation abhängig. Bei Einfallswinkeln  $< 20^\circ$  und Frequenzen  $< 6$  GHz wurde der geringste Vegetationseffekt beobachtet (ULABY et al 1979). Betrachtet man den Einfluß des zunehmenden Einfallswinkels, so ist die Abschwächung bei horizontaler Polarisation schwach, bei vertikaler Polarisation jedoch stark, da ein Vegetationsbestand eine überwiegend in der Senkrechten betonte Struktur besitzt. Die Untersuchung des Einflusses der Frequenz auf die Durchdringung der Vegetation zeigt, daß sich die Durchdringungstiefe bei HH-Polarisation invers proportional zur Frequenz verhält. Bei der Verwendung von L-Band-Radar ist die Durchdringung größer als bei C-Band- bzw. X-Band-Radar. Verwendet man HH-Polarisationen, so ist diese Abnahme geringer.

Der Einfluß der Reihungsstruktur von landwirtschaftlichen Nutzflächen kann anhand der *Look Direction Modulation Function*  $M$  [dB] =  $\sigma_{\perp}^\circ$  [dB] -  $\sigma_{\parallel}^\circ$  [dB].  $M$  [dB] beschrieben werden.  $\sigma_{\perp}^\circ$  und  $\sigma_{\parallel}^\circ$  sind die Rückstreuungskoeffizienten bei Kreuz- und Gleichpolarisation (HV und VH bzw. HH und VV). Sie ist bei Feldern mit geringer Rauigkeit am höchsten, verhält sich umgekehrt proportional zur Frequenz, hat ein Maximum bei  $20-40^\circ$  Einfallswinkel. Bei HV Polarisation ist  $M$  [dB] nahe 0, d.h. es kann kein Effekt der Bearbeitungsrichtung nachgewiesen werden.

### 1.3.1.6 Bedeutung der Meßtiefe

Die Meßtiefe, aus der das Signal zurückgestreut wird, ist von der Dielektrizitätskonstante an der Grenzschicht Luft/Boden abhängig. Laut Literatur beträgt sie  $1/10$  der Wellenlänge  $\lambda$  (WILHEIT 1978) bzw.  $0.06 - 0.1 \lambda$  (MO 1980). Allgemein gilt: Je länger die Wellenlänge, je kleiner der Einfallswinkel und je trockener das Material, desto tiefer dringt die Welle in ein Volumen ein (Abb. 1-3).

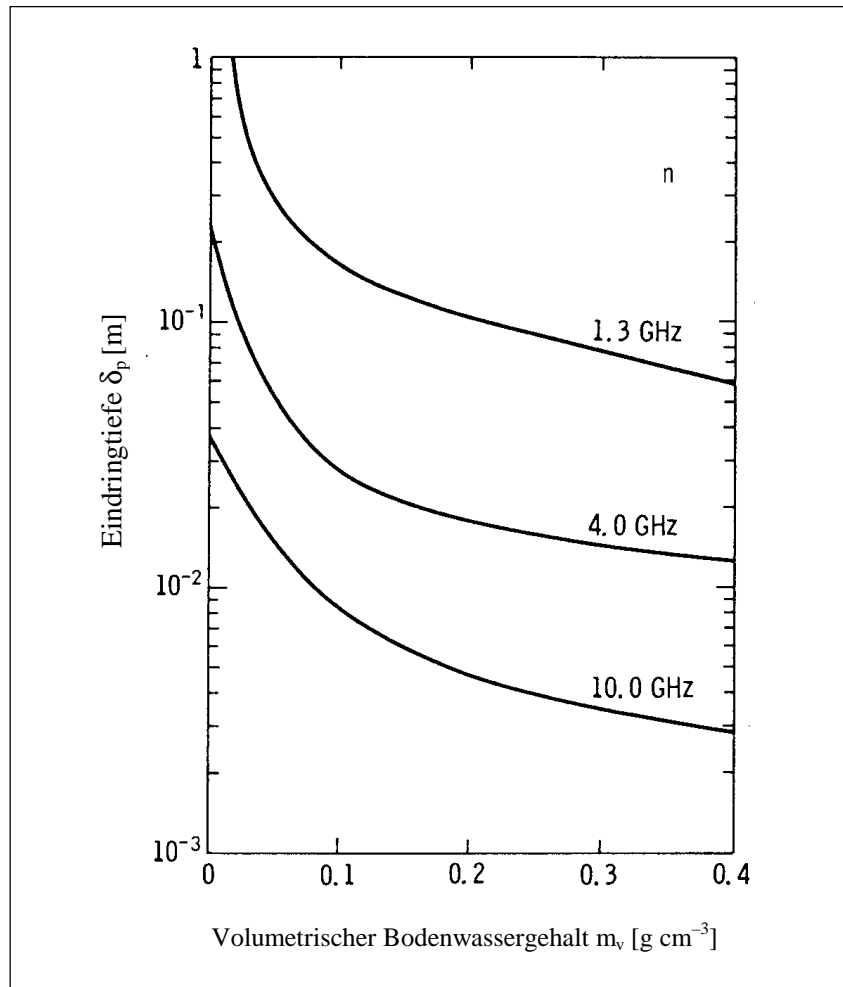


Abb. 1-3: Eindringtiefe von Mikrowellen in den Boden. Bodenart: Lehm.

Die Eindringtiefe  $E$  der elektromagnetischen Welle in ein Volumen hängt von der Permeabilität und der Permittivität ab. Unter der Eindringtiefe versteht man die Tiefe, bei der das Signal (Amplitude) auf  $1/e$  abgeklungen ist. Die Dämpfung  $\delta$  der Welle bis in diese Tiefe ist:

$$\delta = 1/\sqrt{(\pi \cdot f \cdot \mu \cdot \sigma)}$$

wobei  $f$  die Frequenz,  $\mu$  die Permeabilität und  $\sigma$  die Leitfähigkeit ist.

Die in diesen Abschnitten diskutierten grundlegenden Eigenschaften von Mikrowellendaten bilden eine wichtige Interpretationsgrundlage für die Einsetzbarkeit und Verifizierbarkeit von Fernerkundungsdaten aus dem Zentimeter-Wellenlängenbereich. Im folgenden Kapitel wird der Stand der gegenwärtigen Forschung besonders im Hinblick auf die Regionalisierung des Bodenwassergehalts und der Rauigkeit untersucht.





## 2 Stand der Forschung der SAR-Auswertung

Nachdem SAR für zivile Anwendungen in den 50er Jahren nutzbar gemacht worden war, wurden vielfältige Aufgabenbereiche definiert, die mit SAR bewältigt werden sollten. Im Vorfeld von kurzfristigen Shuttle-Missionen oder langfristigen Satelliten-Programmen wurden und werden oft Flugzeug-Meßkampagnen gestartet, um Sensoren und Algorithmen multidisziplinär zu testen und zu verbessern.

Während des ersten ISLSCP Feldexperiments (FIFE) 1987 und 1989 im Gebiet Konza Prarie in der Nähe von Manhattan, Kansas, USA, wurden ein flugzeuggetragenes Radiometer (PBMR *Push Broom Microwave Radiometer*) eingesetzt, mit dem die Emission mit 66 m Pixelauflösung gemessen wurde. Das System wurde während der MACHYDRO'90-Kampagne im Gebiet Mahantango, Pennsylvania, USA, zusammen mit dem AIRSAR des JPL, und einem LKW-getragenen Scatterometer wieder eingesetzt (WANG et al. 1989). Die Kampagne MACHYDRO'90 fand im Gebiet Washita, Oklahoma, USA, statt (TROCH et al. 1993). Hier wurden wieder das dreifrequente polarimetrische AIRSAR des JPL, ein LANDSAT-TM-Simulator (TIMS), das ESTAR-Radiometer (*Electronically Steered Thinned Array Radiometer*, L-Band), ein 37 GHz Radiometer und ein Laser eingesetzt. Das Gebiet Little Washita, Oklahoma, USA, ist ein sehr intensiv untersuchtes hydrologisches Einzugsgebiet, in dem schon zahlreiche Meßkampagnen, nicht nur auf dem Gebiet der Fernerkundung stattfanden (Washita'92, Washita'94, Washita'97, TROCH et al. 1993). Eine Regionalisierung wurde hierbei nicht erzielt, denn die Analysen bezogen sich auf extrahierte Feldmittelwerte, die als Referenzdaten für ein topographieabhängiges, hydrologisches Modell verwendet werden. Die hohe Anzahl der Fernerkundungsbeobachtungen während der Kampagne und die synergistische Analyse verschiedener Fernerkundungssysteme lieferte insbesondere für die Kalibrierung wertvolle Aufschlüsse (GOGINENI et al. 1991, SCHMUGGE et al. 1992, WOOD 1994).

Die kanadischen GLOBESAR-Befliegungskampagnen im Vorfeld des RADARSAT wurden 1992-1994 Flugzeugbefliegungen mit C- und X-Band Systemen, in global verteilten Gebieten durchgeführt (BAYER et al. 1993). Auch hierbei ging es im Wesentlichen um die Kalibrierung der Systeme.

In Deutschland sind besonders die MAC-EUROPE-Kampagne 1991 und 1992 mit dem AIRSAR des JPL, dem ER-2 AVIRIS multispektralen Scanner, dem LANDSAT-TM-Simulator (TMS), dem E-SAR der DLR und dem polarimetrischen SAR der CNES Frankreich (POLDER) und die CLEOPATRA-Kampagne von Mai bis Juli 1992 zu nennen. Währenddessen wurden im Gebiet Oberpfaffenhofen vorwiegend meteorologische und hydrologische Fragen mit 10 verschiedenen flugzeuggetragenen Systemen untersucht. Die Koppelung des aus passiven Radardaten abgeleiteten Bodenwassergehalts mit einem hydrologischen Modell wird bei LIN et al. 1995 gezeigt. PALOSCIA et al. (1995) verwendet die Bodenrauigkeit als Eingabeparameter für das Bodenerosionsmodell WEPP, wobei zu verbesserte Ergebnisse erzielt werden. WEVER & HENKEL (1995) führen zahlreiche Regressionsanalysen zwischen dem gemessenen Bodenwassergehalt und dem Radarsignal durch, die jedoch nicht in der Fläche überprüft werden.

Während der PRIRODA-Kampagne 1992 wurde in sechs Untersuchungsgebieten mit kleineren Arbeitsgruppen gearbeitet. Als Fernerkundungssysteme wurden ein multispektraler Scanner (MSU-E), ein Radiometer mit unterschiedlichen Zentimeterwellen (DELTA) und ein S-Band VV-polarisiertes SAR eingesetzt. Die erfolgreiche Analyse der Rückstreuung in Bezug auf den Bodenwassergehalt wurde jedoch durch die nur unkalibriert verfügbaren Radardaten erschwert und daher nicht veröffentlicht. Gegenwärtig werden die Ergebnisse der *Southern Great Plains* Gebiets in Oklahoma (SGP'97) zusammengestellt.

## **2.1 Technologische Entwicklung von SAR-Systemen**

Da die Radarfernerkundung noch nicht lange im Gebrauch ist, gibt und gab es eine Reihe experimenteller Systeme. Die shuttle-getragenen SIR-A, SIR-B und SIR-C/X-SAR-Systeme, sowie verschiedene flugzeuggetragene Systeme (SAR 580, AGRISAR, E-SAR der DLR, AIRSAR des JPL/NASA) wurden nur in kleinen Gebieten eingesetzt. Das erste kommerzielle SAR-System befindet sich auf dem europäischen Satelliten ERS-1 und dem Nachfolger ERS-2. Ein weiteres kommerzielles System ist der kanadische RADARSAT, der unter verschiedenen Konfigurationsmodi für die räumliche Auflösung und die Streifenbreite ebenfalls im C-Band mit VV Polarisation arbeitet.

Der erste Radarsatellit war der SEASAT der NASA, der im Juni 1978 ins Orbit gesetzt wurde. Er war für ozeanographische Fragestellungen konzipiert und lieferte von seiner 790

km hohen Umlaufbahn L-Band Daten (1.35 GHz) mit 25 m Bodenauflösung und 100 km Streifenbreite (*swath*). Die Lebensdauer endete im Oktober 1978 und es wurden in dieser Zeit nur ausgewählte Gebiete der Erde aufgenommen. Der europäische Radarsatellit ERS-1 wurde 1991 gestartet und liefert seit dem unter anderem C-Band, VV Bilddaten mit 25 m Auflösung unter 23° Einfallswinkel und deckt ein Gebiet von 100 · 100 km pro Szene ab. Die Wiederholrate beträgt zwischen 17 und 35 Tagen. Der Folgesatellit, der ERS-2, wurde 1995 mit dem ERS-1 auf eine Tandemmission geschickt. Das bedeutet, daß die beiden Satelliten auf dem gleichen Orbit hintereinander her fliegen. Sie lieferten in dieser Kombination interferometrisch auswertbare Daten z.B. zur Analyse der Topographie eines Gebietes. Das SAR-System des ERS-2 entspricht weitgehend dem des ERS-1. Der erste japanische Radarsatellit JERS-1, der mit einem L-Band SAR mit HH-Polarisation unter 40° Einfallswinkel Bilddaten mit einer Pixelauflösung von 18 m liefert, wurde 1993 gestartet. Das Besondere ist die Kombination mit einem siebenkanaligen optischen Sensor, der stereoskopisch betrieben werden kann. Allerdings können das SAR und der optische Sensor aufgrund der unterschiedlichen Blickrichtungen nicht gleichzeitig das gleiche Gebiet aufnehmen. Seit dem 4. November 1995 befindet sich ein weiterer Radarsatellit im Orbit: Der kanadische RADARSAT zeichnet C-Band Daten mit HH-Polarisation in unterschiedlichen Abbildungskonfigurationen auf, so daß die geometrische Auflösung zwischen 10 bis 150 m pro Pixel, der Einfallswinkel und die *swath*-Breite variiert werden können.

Shuttle-Radar-Missionen wurden seit 1981 mit der SIR-A Mission mit einem 1.3 GHz SAR mit HH-Polarisation, 36 m Pixelauflösung und 50 km *swath* bzw. beim SIR-B mit ebenfalls 1.30 GHz, HH-Polarisation gleicher *swath*-Breite und auf 15 m verbesserter Pixelauflösung. Daten der letzten Shuttle-Mission SIR-C/X-SAR werden u.a. in dieser Arbeit untersucht. Das System besitzt zwei Antennen: die SIR-C-Antenne mißt die Rückstreuungsintensität polarimetrisch im C- (5.3 GHz) und L-Band (1.2 GHz), das X-SAR mißt VV-polarisiert im X-Band (9.6 GHz).

Flugzeug-SAR-Systeme besitzen generell eine höhere geometrische Auflösung, da sie meistens experimentelle Sensoren benutzen, bei denen die Leistungsversorgung des Systems leichter realisiert werden kann als bei Satellitensystemen. Ferner sind die Datenmenge und der Prozessierungsaufwand begrenzt. Die Auswertung der Daten dient der Grundlagenforschung in bezug auf das Rückstreuungsverhalten einzelner Objekte (Eisberge) oder

Objektgruppen (Landnutzungsarten, geologische Strukturen, Boden und Vegetationsoberflächen etc.), die durch ihre Geometrie und ihre Dielektrizitätskonstante charakterisiert sind. Die Anzahl der beflogenen Aufnahmestreifen wird gering gehalten, um die Rechenzeit der Prozessierung gering zu halten.

Neben der Eigenschaft des aktiven Sensors wetterunabhängig aufzuzeichnen und Volumen zu durchdringen, besteht ein entscheidender Unterschied zwischen optischen und SAR-Systemen in der Unabhängigkeit der geometrischen Auflösung von der Flughöhe der Plattform (Anhang I). Diese und andere Systemeigenschaften werden im Anhang erläutert.

## **2.2 Ermittlung des Bodenwassergehalts mit SAR-Daten**

Der Rückstreuungskoeffizient des Bodens steht in einer nicht linearen Beziehung zur Dielektrizitätskonstante des Bodens. Bei horizontaler Polarisation ist diese vom Einfallswinkel und der Dielektrizitätskonstante abhängig. Die Dielektrizitätskonstante ist eine komplexe Größe und zeigt, wie empirische Untersuchungen zeigen, eine nicht lineare Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt (DOBSON et al. 1985). Obwohl diese theoretische Basis existiert, wurden die meisten Algorithmen für den Zusammenhang zwischen der Radarückstreuung und der Dielektrizitätskonstante empirisch abgeleitet. Zusammenfassend bedeutet dies, daß die gemessene Rückstreuung von einem Term  $R$  für die Oberflächenrauhigkeit, einem Term  $a$  für die Empfindlichkeit für den Bodenwassergehalt und dem volumetrischen Bodenwassergehalt  $m_v$  abhängig ist. Es ist bekannt, daß sich  $R$  und  $a$  mit der Wellenlänge, der Polarisation und dem Einfallswinkel ändern. Aber es gibt bisher kein theoretisches Modell, daß diese Terme unabhängig schätzen kann. Auch in die Inversionsmodelle werden beide Faktoren, Rauigkeit und Wassergehalt, gleichzeitig berücksichtigt.

Für die qualitative Bestimmung der modellrelevanten Boden- und Bestandesparameter werden die Rückstreuungseigenschaften hinsichtlich ihrer Größenrelationen, Ausrichtungsgenauigkeit, Polarisations-, Frequenz- und Einfallswinkelabhängigkeit z.B. in bezug auf die Bearbeitungsrichtung einer Ackerfläche interpretiert. Untersuchungen dieser Art wurden oft zunächst mit Scatterometern, später auch mit abbildenden Systemen durchgeführt. BRADLEY & ULABY (1981) führen vergleichende Analysen von flugzeuggetragenem SAR und LKW-getragenen Scatterometern durch. Die Referenzdaten für den Bodenwassergehalt werden in acht Kategorien entsprechend ihrer Oberflächencharakteristika eingeteilt. Neben

dem Nachweis einer starken Abhängigkeit der Rückstreuung von der Reihungsrichtung von Bearbeitungsstrukturen bei HH Polarisierung, werden optimale Radarparameter mit 4.75 GHz, HH Polarisierung und einem Einfallswinkel von  $10^\circ$  ermittelt. Bei der Verwendung von Kreuzpolarisationen wurde keine signifikante Abhängigkeit von der Reihungsrichtung festgestellt.

Die quantitative Bestimmung des Bodenwassergehalts wird bisher anhand von linearen Regressionsmodellen für kleine Gebiete mit ca.  $25 \text{ km}^2$  bzw. nur am Meßpunkt ermittelt (MAUSER et al. 1994, WEVER et al. 1995, COGNARD et al. 1995, VON PONCET 1995). Diese Gebietsgröße wurde gewählt, da der zeitliche und personelle Aufwand für die Referenzmessungen nur in einem solchen Gebiet vertretbar bleibt. Untersuchungen am Meßpunkt bedeutet hier, daß die Rückstreuungskoeffizienten um den definierten Meßpunkt herum extrahiert und mit den Referenzdaten verglichen wurden. Diese Regressionsgleichungen sind bei den meisten Analysen statistisch meistens signifikant oder gelten nur für die untersuchten Nutzungsbedingungen im untersuchten Gebiet. Da eine große Vielfalt von Bodeneigenschaften, sowie eine hohe Anzahl von Kombinationen von Bodeneigenschaften in der natürlichen Umwelt auftritt, sind die in der Literatur hergestellten Beziehungen zwischen dem Bodenwassergehalt und dem Rückstreuungskoeffizienten  $\sigma_0$  in hohem Maße standortabhängig und besitzen einen sehr eingeschränkten Gültigkeitsbereich (PULTZ et al. 1990, LIN et al. 1994).

SIR-B Datenanalysen wurden von WANG et al. (1985, 1986, 1987) bezüglich der Abhängigkeit der L-Band Rückstreuung von feuchtem Boden, rauhen Oberflächen und Vegetation im San Joaquin Tal in der Nähe von Fresno, Ca. durchgeführt. Verschiedene Regressionsgleichungen für den Zusammenhang zwischen dem Bodenwassergehalt und dem Rückstreuungskoeffizienten bei unterschiedlichen Feldfrüchten (Alfalfa, Salat, Mais) wurden ermittelt. Für die Abhängigkeit der Rückstreuung von der Rauigkeit wurde eine KIRCHHOFF-Approximation für eine bestimmte Kombination der Wellenzahl multipliziert mit der Autokorrelationslänge und einem definierten Wassergehalt ( $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) gerechnet und mit den gemessenen Daten verglichen. Zwischen der Autokorrelationslänge und der Rückstreuung konnte keine lineare Beziehung nachgewiesen werden. Ergebnis der Untersuchungen mit Hilfe von Regressionsgleichungen war, daß jede Arbeitsgruppe für ihr Gebiet zu unterschiedlichen Regressionsgleichungen kommt (z.B. ULABY et al. 1978 mit

Scatterometerdaten) und daß die Daten aufgrund ihrer Textur gruppiert werden können. BLANCHARD & CHANG (1983) fanden dies für SEASAT SAR Daten ebenfalls heraus und gruppierten die Rückstreuungskoeffizienten nach der Reihungsrichtung. Anwendungen auf das Bild wurden nicht vorgenommen. Weitere empirische Regressionsmodelle für unbewachsene Böden wurden von DE LOOR ET AL. (1982), wobei die Beeinflussung der Rückstreuung durch Veränderung der Oberflächenrauigkeit (Verschlammung) berücksichtigt wurde ( $r^2=0.82$ ).

In einer Simulationsstudie mit Emissions- und Rückstreuungsmodellen erster Ordnung erzielt ULABY et al. (1982a) durch die Kombination von L-Band Radiometerdaten und C-Band SAR-Daten eine verbesserte Bestimmung des Bodenwassergehalts. Während L-Band bei geringen Bodenwassergehalten zu geringeren Fehlern führt, ist C-Band bei Wassergehalten über 70% Feldkapazität besser geeignet. Mit diesem Verfahren soll der Bodenwassergehalt auch unter Maisbeständen mit +/- 30% der Feldkapazität als absoluter Fehler bestimmt werden können.

Während des SIR-B Experiments untersuchten DOBSON & ULABY (1986) 400 Felder. Regressionsgleichungen für drei Kategorien wurden erstellt: Felder mit Getreide, Felder mit rauher Oberfläche, Felder mit glatter Oberfläche ( $s < 1$  cm und  $s > 1$  cm). Die Ergebnisse sind nur im Untersuchungsgebiet gültig.

Nachdem WANG & SCHMUGGE (1980) ein Modell der komplexen Dielektrizitätskonstante in Abhängigkeit von der Übergangsfuchte (*transition moisture*) veröffentlichten, stellt ABDULLA et al. (1988) den Zusammenhang zwischen der Übergangsfuchte und dem Welkepunkt (*wilting point*) bzw. der Textur irakischer Böden dar. Dabei ist der Welkepunkt =  $0.06774 - 0.00064$  (SAND) +  $0.00478$  (TON). Die Übergangsfuchte, angegeben in  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ , ist von der Bodenart abhängig und definiert denjenigen Bodenwassergehalt, bei dem die Dielektrizitätskonstante steil ansteigt. ABDULLA's Wahl des Welkepunktes als Meßgröße für den Bodenwassergehalt wird nicht näher erläutert und wird auch in der Fachliteratur nicht wieder aufgegriffen.

Einfache statistische Modelle werden vielfach untersucht: WEVER et al. (1995) führt Regressionsanalysen zwischen der Rückstreuung im P-, L- und C-Band mit dem gravimetrischen und volumetrischen Wassergehalt sowie der Reihungsrichtung von 17 Kartoffel-

und Maisfeldern durch. Dabei wird nicht deutlich, aus welcher Meßtiefe die Proben stammen. Das Ergebnis ist, daß die Variation der Rückstreuung im P-Band zu 80% durch den gravimetrischen Wassergehalt und die Reihungsrichtung erklärt werden kann. TROCH et al. (1994) rechnen Regressionsanalysen zwischen AIRSAR Daten im C- und L-Band für jede der 3 Polarisationen und dem volumetrischen Bodenwassergehalt in 0-5cm Profiltiefe unter verschiedenen Nutzungen. RAO et al. (1993) führen Regressionsanalysen mit P-, L- und C-Band-Daten und Bodenwassergehalten 0-5cm u. Fl. durch. Der lineare Zusammenhang ist bei L- Band stärker als bei C-Band. Im C-Band werden die höchsten  $R^2$  mit jedoch dem höchsten Standardfehler und im P-Band das niedrigste  $R^2$  mit jedoch den geringsten Fehlern errechnet. Im L-Band wurden auch die höchste Steigung erreicht, was durch die Argumentation unterstützt wird, daß C-Band nicht so tief in den Boden eindringt und daher nicht so feuchtesensitiv ist. Nichtlineare Kurvenanpassungen ergeben eine geringe Verbesserung des Zusammenhangs. Diese sind jedoch meistens irrelevant, da der Zusammenhang zwischen der Dielektrizitätskonstante und dem Bodenwassergehalt nur bei sehr geringen Wassergehalten (unter  $0.08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .) nicht linear ist. Bei der Verwendung aller Polarisationen und Frequenzen wird die Regression auf ein  $R^2 = 0.9$  mit  $s = 2.83$  verbessert, weitere Untersuchungen im C- und L-Band ergaben eine Verschlechterung mit  $R^2=0.89$  und  $s=2.94$ . Als Fazit wird formuliert, daß Regressionsanalysen die Frequenzmessungen als unabhängige Größen betrachten. Daher wird ein Modell benötigt, das die Wechselwirkungen zwischen den Frequenzen (unterschiedliche Durchdringungsfähigkeit des Bodens) und den Polarisationen (Geometrie der Vegetation) berücksichtigt, so daß der Vegetationseffekt automatisch ausgeschlossen werden kann. COGNARD ET AL (1995) untersucht ebenfalls den linearen Zusammenhang zwischen dem Rückstreuungskoeffizienten multitemporaler ERS-1-Daten (C-Band, vv Polarisation) und dem gravimetrischen Bodenwassergehalt unter verschieden Anbaufrüchten, wobei die berichteten Korrelationskoeffizienten zwischen 0.17 und 0.44 sehr schlecht sind. Eine mangelnde Datengrundlage für Regressionen wird bei LIN (1993) durch den Einsatz eines Simulationsmodells ausgeglichen. Beim Vergleich von Radarmessungen und Simulationen treten oft hohe Abweichungen auf (L-Band: +/- 5 dB).

In einem Ansatz synergistischer Datennutzung schlagen THEIS et al. (1986) die Kombination von aktivem und passivem Radar vor. Die Untersuchungen werden mit einem

flugzeuggetragenen Scatterometer-System (mit 4 Frequenzen, 4 Polarisationen und definierbarem Einfallswinkel) und einem passiven L-Band Radiometer durchgeführt. Aus den Mittelwerten für den Bodenwassergehalt von 20 Feldern werden lineare Erklärungsmodelle aus der aktiven Rückstreuung und der passiven Emissivität abgeleitet, in die der Achsenabschnitt aus der linearen Beziehung zwischen dem Wassergehalt und dem Rückstreuungskoeffizienten eingeht. Bildverarbeitungsschritte zur Regionalisierung werden nicht durchgeführt.

Wichtige Anmerkungen zur Regionalisierung werden von BELL et al. (1980) formuliert. Er untersucht die Variation des Bodenwassergehalts auf großen Flächen und formulieren einige wichtige Grundsätze: Die Variation des Wassergehalts großer Flächen ist um den Mittelwert normalverteilt. Weder ein einzelner fester Wert für die Standardabweichung, noch der Variationskoeffizient definieren eindeutig die Variabilität über den gesamten beobachteten Bereich mittlerer Bodenwassergehalte. Es sollte ein Parameter, der die maximale Standardabweichung beschreibt, verwendet werden. Hier wurde eine mittlere Standardabweichung von  $0.02 - 0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  gemessen.

In wenigen Veröffentlichungen wird die Anwendung der Ergebnisse aus SAR-Auswertungen zur ökologischen Modellierung beschrieben. Mit Scatterometer-Daten nutzen BERNARD et al. (1981) für die Schätzung der Evaporation, um diese in meteorologische Modelle und Wassereinzugsgebietsmodelle einzubeziehen. Die Radarszene wurde künstlich hergestellt und die Beziehung zwischen dem Bodenwassergehalt und der Radarrückstreuung konnte durch die Gleichung  $\sigma^\circ \text{ [dB]} = 14.5 \sqrt{FC} - 15.817$  beschrieben werden. PREVOT et al. (1984) verwenden RAMSES Scatterometer-Daten für die Evapotranspirationsberechnung. SOARES et al. (1987) verwendet C-Band SAR Daten und Daten aus dem thermalen Infrarot für den gleichen Zweck. PALOSCIA et al. (1995) verwendet P-, L- und C-Band AIRSAR-Daten zur Ermittlung der Oberflächenrauigkeit mit Hilfe des Inversionsmodells von OH (1992). Zusammen mit Vegetationsparametern gehen sie in ein Erosionsmodell (*WEPP Water Erosion Prediction Model*) ein. LIN et al. (1995) verwendet schrittweise Regressionsanalysen und Verfahren mit neuronalen Netzen um den Bodenwassergehalt von Graslandflächen in ein Bodenwassermodell (PANICONI & WOOD 1993) einfließen zu lassen. Die Radardaten stammen von einem passiven System (PBMR *Push Broom Microwave Radiometer*) und dem AIRSAR des JPL. PAUWELS et al. (1996) verwenden den



Bodenwassergehalt, den sie aus SIR-C-Daten abgeleitet haben, für ein hydrologisches Modell für ein Wassereinzugsgebiet.

Kombinierte Auswertungen von passiven und aktiven Radardaten sind ebenfalls recht selten. THEIS et al. (1986b) untersucht die Hypothese, daß die Interferenz von Oberflächenrauigkeit und Vegetation entfernt werden kann, indem multitemporale, multifrequente und multisensorielle Datensätze analysiert werden. Der Bodenwassergehalt wird in Volumenprozent (%Vol oder  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) und %FK einbezogen ( $\%FK = 0.03 - (0.0023 \cdot \%SAND) + (0.005 \cdot \%TON)$ ). Der Null-Prozentdurchgang der linearen Regressionsgleichung zwischen dem Bodenwassergehalt und dem Rückstreungskoeffizienten wird als Rauigkeitsparameter für die untersuchten Brachflächen betrachtet. HUANG et al. (1995) erstellt aus Untersuchungen mit aktiven (1.4 GHz,  $50^\circ$ ) und passiven (1.5 GHz,  $20^\circ$ ) Radardaten ein Nomogramm aus dem der Bodenwassergehalt und die Rauigkeit abgelesen werden kann. Der Gültigkeitsbereich für den Wassergehalt liegt zwischen 0.07 und 0.52  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  und 0.4 bis 2.5 cm Rauigkeit sowie  $20^\circ$  Einfallswinkel.

### **2.2.1 Zwischenfazit**

Zwischen dem Bodenwassergehalt in Volumenprozent, Gewichtsprozent oder Prozent der Feldkapazität besteht ein exponentieller bzw. für engere Wertebereiche ein linearer Zusammenhang. Die Regressionsgeraden sind regional unterschiedlich und daher nicht übertragbar. Die regionalen Unterschiede ergeben sich aus den verschiedenen geologischen Ausgangssubstraten für die Bodenbildung, die hinsichtlich der Textur, Struktur, Humusgehalt, Quellungs- und Schrumpfungseigenschaften und auch der Reliefposition unterscheiden. Die meisten Untersuchungen dieser Art wurden in Gebieten mit geringer räumlicher Variabilität der Substrate durchgeführt. Es herrschten also meistens Idealvoraussetzungen für eine derartige Analyse. Der Einsatz von Rückstreungsmodellen wird meistens anhand von wenigen Punktdaten überprüft, da meistens nicht die ganze Variationsbreite an Radarsystemen mit unterschiedlichen geometrischen Auflösungen, Frequenzen, Polarisationen und Einfallswinkeln bereitstand (Flugzeug, Shuttle, Satellit). Ebenso konnten die Referenzmessungen nur auf ausgewählten Substraten mit einem geringen Spektrum an Bodenwassergehalten, Oberflächenrauigkeiten oder Bodenbedeckungssituationen. Am vielversprechendsten sind die Untersuchungen mit polarimetrischem L-Band SAR. Die Inversion die-

ser Algorithmen steckt ebenfalls noch in den Anfängen. Der Einsatz von einfachen Regressionsmodellen oder aber komplexen Inversionsmodellen für die Regionalisierung wird selten erprobt. Wenn dies so ist, so wird meistens nur anhand von Punktdaten die Genauigkeit des abgeleiteten Bodenwassergehalts überprüft. Die Entwicklung und Validierung von Algorithmen, die übertragbar sind, ist noch nicht abgeschlossen. Die Wissenschaftler müßten dazu bereit sein, Radardaten und Referenzmessungen für vergleichende Untersuchungen bereitzustellen, so daß Algorithmen bezüglich ihrer Übertragbarkeit untersucht werden können.

### **2.3 Anwendung von Rückstreuungsmodellen und Inversionstechniken**

Da die anfänglichen Regressionsanalysen so wenig erfolgreich einsetzbar sind und nicht auf andere Gebiete ungeprüft übertragbar sind, widmeten sich große Arbeitsgruppen von Hochfrequenztechnikern, Physikern und Mathematikern der Entwicklung theoretischer Rückstreuungsmodelle, um den Rückstreuungsprozeß bei unterschiedlichsten naturräumlichen Voraussetzungen besser beschreiben zu können. Erst die Umkehrung eines gut untersuchten Streuungsprozesses mit Hilfe einer Inversion führt jedoch zu einer umfassenden Auswertung und Interpretation von Fernerkundungsdaten. Zunächst sollen die bekanntesten Rückstreuungsmodelle kurz vorgestellt werden, die auch teilweise Grundlage der dann erläuterten Inversionsmodelle sind.

#### **2.3.1 Radarrückstreuungsmodelle**

Rückstreuungsmodelle wie das *Small Perturbation Model* (SPM) das *Geometrics Optics Model* (GOM) oder das *Physical Optics Model* (POM) berechnen für gegebene SAR-Parameter und Oberflächencharakteristika den Rückstreuungskoeffizienten  $\sigma_0$  für beliebige Einfallswinkel. Bei ULABY et al. (1985) befindet sich eine Übersicht über die bisher existierenden theoretischen Modelle.

Oberflächenstreuungsmodelle sind so konzipiert, das angenommen wird, der Boden sei ein homogenes dielektrisches Medium (*halfspace*). Die Bodenkunde faßt den Boden als 3-Phasengemisch auf, in dem dielektrische Diskontinuitäten auftreten können. Da der Boden aber ein dicht gepacktes Medium ist, wird der Effekt der Diskontinuitäten für die relativ großen Wellenlängen reduziert. Dieses geschieht besonders dann, wenn die Entfernung

zwischen den Streuern sehr viel kleiner ist als die Wellenlänge. Das Ergebnis ist, daß die Volumenstreuung des Bodens nur einen geringen Anteil ausmacht und daß die Hauptstreuung an der Oberfläche, an der Grenzfläche Luft/Boden, stattfindet. Durch die Analyse des gleichpolarisierten Signals kann die Oberflächenstreuung dann verwendet werden, um die allgemeinen Beziehungen zwischen der Rückstreuungsmessung und den physikalischen Eigenschaften aufzudecken. Wenn das Polarisationsverhältnis oder der Polarisationsunterschied mit den physikalischen Bodeneigenschaften in Beziehung gesetzt wird, wird der Anteil der Volumenstreuung deutlich. Dieser Effekt wird auch erwartet, wenn lange Wellen (Radar) benutzt werden, da diese tiefer in den Boden eindringen. Um den Volumenstreuungseffekt auszuschalten wurde ein Algorithmus entwickelt, der auf dem Streuungsmodell erster Ordnung beruht (*first order scattering model*) und Volumen- und Oberflächenstreuung berücksichtigt.

Betrachtet man das Depolarisationsverhältnis von C-Band, so erkennt man multiple Streuung. Im P- und L-Band tritt dies nicht auf. Bei rauen Oberflächen führt die Streuung höherer Ordnung dazu, daß die Unterschiede im gleichpolarisierten Signal abnehmen. Im Modell erster Ordnung führt dies zu einer Unterschätzung des Bodenwassergehalts. Wird ein Term zweiter Ordnung eingeführt (VAN ZYL & ZEBKER & ELACHI 1987), so wird das Verhältnis von  $\sigma_{vv}/\sigma_{hh}$  empfindlich für die Rauigkeit. Die Empfindlichkeit nimmt bei großem Einfallswinkel und glatten Flächen ab. Linearkombinationen aus den Verhältnissen  $\sigma_{vv}/\sigma_{hh}$  und  $\sigma_{hh}/(\sigma_{vv}-\sigma_{hh})$  sind bei großen Einfallswinkeln am empfindlichsten für den Bodenwassergehalt. Es kann auch mit einem dieser Verhältnisse gearbeitet werden, wenn der Einfallswinkel groß ist.

Das KIRCHHOFF *Model for Physical Optics* (ULABY & MOORE & FUNG 1981, 1815 ff.; ENGMAN & WANG 1986) zeigt eine starke Einfallswinkelabhängigkeit. Standardabweichung und Autokorrelationslänge müssen größer als die Wellenlänge sein. Die Standardabweichung der Höhen muß klein genug sein, so daß der mittlere Kurvenradius der Bodenaggregate an der Oberfläche größer als die elektromagnetische Wellenlänge ist. Die Standardabweichung der Höhen sollte im Vergleich zur Autokorrelationslänge relativ klein sein. Es sollten also nur relativ glatte Flächen untersucht werden.

Das *Geometric Optics Model* (ULABY & MOORE & FUNG 1981, 1815 ff.) wurde für raue Oberflächen mit relativ konstanter Rückstreuung bei kleinen Einfallswinkeln formuliert. Das Modell zeigt wenig Abhängigkeit vom Einfallswinkel, wenn man relativ kleine Einfallswinkel verwendet. Es arbeitet nicht mit L-Band-Daten.

Für Anwendungen des *Small Perturbation Model* (ULABY & MOORE & FUNG 1981, 901 ff.) müssen die Standardabweichung (etwa 5% der Wellenlänge) und die Autokorrelationslängen deutlich kleiner als die Wellenlänge sein. Es ist also für leicht raue Oberflächen geeignet. Für die Rauigkeit wird angenommen, daß sie eine GAUß'sche Korrelationsfunktion besitzt. Mit diesem Modell wurden von ENGMAN & WANG (1986) Untersuchungen im Gebiet Washita, Oklahoma, USA durchgeführt. Datensätze ohne Reihungseffekt führten zu höheren Korrelationen als Datensätze mit deutlicher Reihung (qualitative Einteilung).

SHI et al. (1991 und 1992) zieht das Verhältnis von  $\sigma_{hh}/\sigma_{vv}$  zur Bestimmung des Bodenwassergehalts im L-Band bei Einfallswinkeln größer  $40^\circ$  heran. Die Rauigkeit hat keinen Einfluß auf die Rückstreuung bei diesen Parametern. Die Messung des Bodenwassergehalts ist jedoch empfindlich gegenüber Radarsystemrauschen und anderen Streuungsanteilen (*multiple surface scattering, volume scattering*), was zur Unterschätzung des Bodenwassergehalts führt. Analysen der Auswirkung des multiplen Oberflächenstreuung (*multiple surface scattering*: VAN ZYL et al. 1992) und zur Volumenstreuung (*volume scattering*) (SHI & VAN ZYL & ENGMAN 1992) zeigen, daß der Rauschanteil in allen Kanälen gleich groß ist und abgeschätzt werden kann. Also wird der Bodenwassergehalt bei großen Einfallswinkeln unterschätzt, da sich das Signal/Rauschverhältnis umgekehrt proportional zum Einfallswinkel verhält.

ULABY et al. (1982A) formuliert ein Rückstreuungsmodell für zufällig gestörte periodische Oberflächen, das im Vergleich mit dem *Physical Optics Model* und dem *Geometric Optics Model* besser abschneidet. In einer Simulationsstudie (ULABY et al. 1982b) von SAR-Daten unterschiedlicher Auflösung bei 4.75 GHz und HH Polarisierung werden auf der Basis von einer Landnutzungskarte, den Bodenarten, der Geländeform und einem simulierten Niederschlagsereignis die Rückstreuungskoeffizienten für das synthetische Bild berechnet. Der zu erwartende Wassergehalt wird mit einfachen Gleichungen über einen initialen Wassergehalt, den Niederschlag und die Verdunstung berechnet. Anschließend

wird aus den simulierten Radardaten unterschiedlicher Pixelauflösung und Anzahl *Looks* (12 bis 1000) der Bodenwassergehalt in % der Feldkapazität mit Hilfe einer empirischen Schätzfunktion abgeleitet. Die besten Ergebnisse werden für eine räumliche Auflösung von 1 km<sup>2</sup> erzielt, bei einer Auflösung von 20 m wird der Wassergehalt von 90% der Pixel mit +/- 20% erreicht. Hier befindet sich auch eine Zusammenstellung, welche Zielgruppen an einer Ermittlung des Bodenwassergehalts für große Flächen interessiert sein könnten.

Die Synthese mehrerer theoretischer Rückstreuungsmodelle zu einem Algorithmus der eine fallbezogene Auswahl des angemessensten Modells trifft, wird im MIMICS (ULABY et al. 1990) erreicht. In diesem, an der *University of Michigan* entwickelten, experimentellen Software-Paket kann der Nutzer eine Auswahl zwischen dem *Physical Optics*, *Geometric Optics*, *Small Perturbation* oder dem empirischen MIMICS-UMICH treffen.

FUNG et al. (1992) schlagen ein neues Rückstreuungsmodell vor, das auf einer Näherungslösung von Integralgleichungen für tangentielle Flächen zur Oberflächenbeschreibung basiert. Das ist eine Kombination aus dem KIRCHHOFF Modell für *Physical Optics* für rauhe Oberflächen und dem *Small Perturbation Model* für weniger rauhe Oberflächen. Später wurde dieses Modell als Inversionsmodell IEM (*Integral Equation Model*) bekannt.

Das empirische Modell von OH et al. (1992) soll die bisher unzureichende Erfassung natürlicher Oberflächen mit den oben genannten Modellen verbessern. Es ist für ein breites Spektrum von Rauigkeiten und Bodenwassergehalten geeignet und wird auch gleich mit einer Inversion angeboten. Das Inversionsmodell von SHI (1991, 1995) beruht auf diesem Modell.

In einer Studie mit simulierten L- und X-Band Daten werden von NARAYANAN et al. (1994) die Eigenschaften unterschiedlich rauher und unterschiedlich befeuchteter Oberflächen mit Hilfe von Rückstreuungsmodellen untersucht. Es wird darauf hingewiesen, daß sich die räumliche Statistik der physikalischen Bodenparameter (Wassergehalt und Rauigkeit) auf die Statistik der Bilddaten bei der Simulation auswirkt.

Die Analyse von theoretischen Rückstreuungsmodellen mit gemessenen Daten wird jeweils im Rahmen der Entwicklung der Modelle durchgeführt. Dies ist auch bei BEAUDOIN et al. (1990, 1993) der Fall, der insbesondere die Rauigkeitseffekte auf die Rückstreuung im C-Band untersucht und dabei feststellt, daß dieser besonders bei Reihenstrukturen zwi-

schen 2 und 10 dB liegen kann. MICHELSON (1994) kommt ebenfalls zu dem Ergebnis, daß die Reihenstruktur eine starke Auswirkung auf die Rückstreuung in ERS-1 Daten hat. BERTUZZI et al. (1992) verwenden ERS-1 Daten und Scatterometerdaten und setzen das KIRCHHOFF-Modell mit Scalar-Approximation ein, um den Bodenwassergehalt zu ermitteln. Für den Ausgleich des Einfallswinkeleffekts und der Rauigkeit werden Korrekturfunktionen aus simulierten Daten ermittelt. Das Modell wird nicht flächendeckend auf Bilddaten erprobt. BORGEAUD et al. (1994) arbeiten mit AIRSAR-Daten der MAESTRO-Kampagne 1989. Für L-Band ergibt das SPM die besten Ergebnisse in der HH-Polarisation, im VV wird die Rückstreuung überschätzt und im HV um 2-3 dB unterschätzt. Im C-Band werden keine Unterschiede zwischen der Rückstreuung im HH und VV aufgedeckt, beide werden um 2-3 dB fehleingeschätzt. Die Kreuzpolarisationen werden von den Modellen nicht berechnet.

### 2.3.2 Inversionstechniken

Weit verbreitete Inversionsmodelle sind das *Integral Equation Model* (IEM) nach FUNG et al. (1992), das modifizierte IEM nach SHI (1991, 1995), das empirische Inversionsmodell nach DUBOIS & VAN ZYL (1994) und ein empirisches Modell nach ULABY & SIQUIERA (1995). Letzteres ist jedoch bisher nur für Punktdaten anwendbar. Bei LETOAN et al. (1993) werden 12 ERS-1-Szenen aus 2 unterschiedlichen Gebieten mit dem *Integral Equation Model* (IEM) nach FUNG et al. (1992) untersucht, das für viele Rauigkeiten und Frequenzen einsetzbar ist. Es berechnet sowohl einfache und mehrfache Streuung, ist jedoch nicht für Volumenstreuung geeignet, die bei niedrigen Wassergehalten und/oder niedrigen Frequenzen auftritt. Danach ist die Rückstreuung bei  $0.0 - 0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  durch eine lineare Funktion näherbar und hängt von der Standardabweichung der Oberflächenrauigkeit und der Autokorrelationslänge ab. Die Empfindlichkeit bei geringer Standardabweichung der Höhen und großer Autokorrelationslänge ist groß ( $k \cdot s < 1$ ). Bei glatten Oberflächen  $s < 0.9$  führt eine leichte Änderung der Rauigkeit zu einer starken Veränderung des Rückstreuungskoeffizienten. Die untersuchten landwirtschaftlichen Flächen weisen jedoch Rauigkeiten von  $s = 1-3 \text{ cm}$  und  $l = 5-12 \text{ cm}$  auf. Effekte der Reihungsrichtungen werden mit 5-7 dB bei  $20^\circ$  *look angle* (LE TOAN et al. 1993) festgestellt. Verläuft die Reihungsrichtung senkrecht zur Blickrichtung, ist die Rückstreuung maximal

und bei parallel verlaufender Reihungsrichtung minimal. Für die Analyse von ERS-1 Daten ist demzufolge ein a-priori-Wissen über die Reihungsrichtung nötig. Dies sind Forderungen an die Verbesserung von Inversionsmodellen. Ähnliche Untersuchungen werden anhand von L-Band und C-Band AIRSAR-Daten durchgeführt (SMACCHIA et al. 1994) mit dem Ergebnis, daß die Auswahl der Korrelationsfunktion für die Oberflächenrauigkeit (GAUßförmig oder exponentiell) bei Anwendungen des *Small Perturbation Models* und des IEM entscheidend sind. Die exponentielle Funktion stimmt mit den experimentellen Daten gut überein. Hier wird zunächst der Rauigkeitseffekt betrachtet und festgestellt, daß das IEM im Vergleich mit dem *Physical Optics Model* und *Geometric Optics Model* besser arbeitet. Für C-Band wird die Feststellung getroffen, daß eine Inversion in Bodenwassergehalte für ein gewisses Rauigkeitsspektrum möglich sei. Die Empfindlichkeit von  $\sigma^{\circ}$  gegenüber der Variation der Standardabweichung der Oberflächenrauigkeit nimmt von  $k \cdot s = 1.6$  bis  $k \cdot s = 2.5$  ab. Der Effekt der Rauigkeit kann im C-Band jedoch 1 dB bei 4 der 10 untersuchten Flächen betragen.

RAO et al. (1991 und 1993) schlagen eine statistische Inversionstechnik vor, da die meist verwendeten Modelle (POM, GOM, SPM) nicht oder selten für natürliche Oberflächen geeignet sind. Das Modell wird für simulierte multifrequente Daten (1.0, 1.5 und 3.0 GHz) erprobt. Demzufolge konnte in einem Simulationslauf die Autokorrelationslänge mit einer Genauigkeit von 1 cm über einen Bereich von 5-40 cm berechnet werden und die Standardabweichung der Höhen mit 0.1 cm. Im Vergleich mit realen Messungen wird der Bodenwassergehalt nur bei geringen Einfallswinkeln (nahe  $10^{\circ}$ ) und Verwendung aller drei Frequenzen genau berechnet (Fehler ca. 2 %). Die Rauigkeit wurde bei Einfallswinkeln  $> 15^{\circ}$  am genauesten modelliert (Fehler ca. 10%). ENTEKHABI et al. (1994) u.a. stellen ein inverses Modell für die Ableitung des Bodenwassergehalts aus der Emission von Mikrowellen auf (passive Systeme).

In dieser Arbeit werden das SHI-Modell und das DUBOIS/VAN ZYL-Modell eingesetzt und werden in Kap. 2.3.2.1 und 2.3.2.2 näher erläutert.

### 2.3.2.1 Inversionsmodell nach SHI (1991)

Nach zahlreichen Untersuchungen insbesondere von ULABY & BATLIVALA & DOBSON (1978), ULABY & BATLIVLA (1976), ULABY et al. (1979) und ENGMAN & WANG (1986) werden als optimale Radarparameter für die Ableitung des Bodenwassergehalts immer C-Band HH mit 5-20° Einfallswinkel angegeben. Merkmale der vom Radar aufgenommenen Bodenoberfläche sind Vegetation, Bodenrauhigkeit und Bodenwassergehalt. Die beiden ersten Effekte müßten also ausgeschlossen werden, wenn der Bodenwassergehalt ermittelt wird. Bei kleinen Einfallswinkeln beeinflußt die Rauigkeit die Rückstreuung nur wenig. Einfallswinkel von Flugzeugsystemen liegen jedoch bei 15-55°. Viele Untersuchungen zeigen eine große Variabilität der Stärke des Zusammenhangs, je nach Untersuchungsgebiet und Witterung. Wenn ein übertragbarer Algorithmus für die Ableitung des Bodenwassergehalts abgeleitet werden soll, muß also ein breites Spektrum von Radarparametern, besonders des Einfallswinkels berücksichtigt werden. Auch die räumliche Übertragbarkeit auf ganze Bilder muß gegeben sein. SHI's physikalische Basis für den Inversionsalgorithmus sind folgende:

- Die Interaktion der elektromagnetischen Wellen mit der Oberfläche ist in erster Linie ein Streuungsproblem.
- Die abzuleitende Gleichung wird keine eindeutige Lösung haben.
- Numerische Verfahren benötigen zuviel Rechenzeit und werden daher nur zur Überprüfung der Algorithmen verwendet.
- Für die praktische Anwendung werden einfachere Näherungsmodelle eingesetzt, nämlich 3 Arten von Oberflächenstreuungsmodellen: *Small Perturbation*, *Physical Optics* und *Geometric Optics Model*.

Die Korrelationsfunktion einer rauhen Oberfläche kann Gauß-normalverteilt sein oder exponentiell, was jeweils von den Rauigkeitsbedingungen abhängig ist. Da die Oberflächenstreuung eine Funktion von der Reflektivität und der Oberflächenrauhigkeit ist, können alle drei Modelle als ein Produkt aus Funktionen der dielektrischen Charakteristika und der Rauigkeitseigenschaften dargestellt werden.



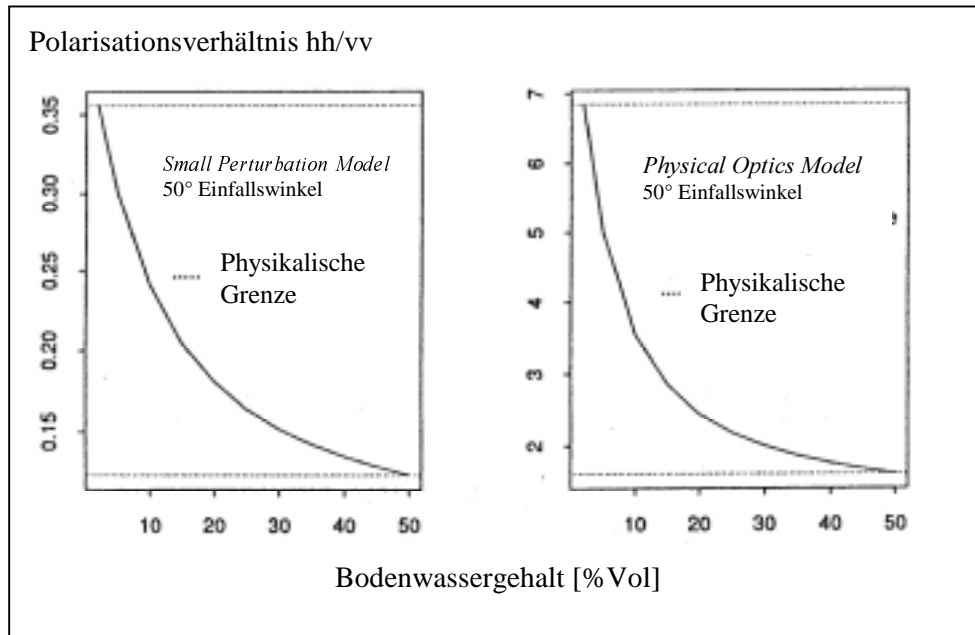
$$\sigma^{pp}(f, \theta) = D(f, pp, \theta) \times S(f, \theta, s, l)$$

Der Term D steht für die Dielektrizitätsfunktion und ist von der relativen Dielektrizitätskonstante, dem Einfallswinkel  $\theta$ , der Frequenz f und der Polarisation pp abhängig. S steht für die Rauigkeitsfunktion und ist abhängig von der Wellenzahl, dem Einfallswinkel und dem Rauigkeitsspektrum, das durch die Standardabweichung s und die Autokorrelationslänge l definiert wird.

Das *Small Perturbation* und das *Physical Optics Model* sind unabhängig von der Rauigkeit und das *Geometric Optics* ist unabhängig von der Polarisation und dem Einfallswinkel. Wird die Rückstreuung mit nur einem der Modelle berechnet, so ist das Verhältnis von  $\sigma^h / \sigma^v$  unabhängig von der Rauigkeitsfunktion:

$$\sigma^h(f, \theta) / \sigma^v(f, \theta) = D(f, hh, \theta) / D(f, vv, \theta)$$

Da bei der einfachen Oberflächenstreuung der relative Phasenunterschied zwischen HH und VV Polarisation gegen Null geht, ist der Imaginärteil der Dielektrizitätsfunktion sehr klein. Deshalb kann entweder die Größe der Dielektrizitätskonstante als Ersatz für die komplexe Dielektrizitätskonstante genommen werden oder die Dielektrizitätsfunktion wird als Funktion vom Einfallswinkel und dem Brechungswinkel  $\theta$ , bei gegebener Frequenz und Polarisation ausgedrückt (SNELL Gesetz). Wird das Polarisationsverhältnis HH/VV gegen den Bodenwassergehalt für verschiedene Einfallswinkel aufgetragen (Abb. 2-1), so wird deutlich, daß dieses Verhältnis für den Bodenwassergehalt empfindlich ist, und zwar je proportional zum Einfallswinkel. Die Empfindlichkeit nimmt ab, wenn der Boden feuchter als 30%Vol ist und ist bei L-Band und C-Band gleich groß. Das deutet an, daß die Frequenz keinen Vorteil bringt, wenn mit dem Polarisationsverhältnis gerechnet wird und die Rauigkeitsbedingungen für die Modellanwendung nicht verletzt werden.



**Abb. 2-1: Beziehung zwischen dem Polarisationsverhältnis hh/vv und dem Bodenwassergehalt bei verschiedenen Einfallswinkeln für das *Small Perturbation* und das *Physical Optics Model* (SHI et al. 1991).**

Weil die Oberflächenrauheitsfunktion unabhängig von der Polarisation ist, ist das Verhältnis der gleichpolarisierten Signale nicht nur unabhängig von der Oberflächenrauheitsfunktion, sondern es zeigt an, welches Oberflächenstreuungsmodell angewendet werden sollte.

Das *Small Perturbation Model* wird bei  $\sigma^h/\sigma^v < 1$ , außer bei senkrechtem Einfallswinkel, das *Physical Optics Model* bei  $\sigma^h/\sigma^v > 1$  und das *Geometric Optics Model* bei  $\sigma^h/\sigma^v = 1$  eingesetzt.

Das Verfahren der Rückstreuungsinversion läßt sich wie folgt beschreiben:

- Klassifikation der Daten in Pixel mit einfacher Streuung und Mehrfachstreuung (Vegetation, Gebäude).
- Festlegung des physikalischen Bereichs des Modells anhand von zwei extremen Bodenwassergehalten.

- Inversionsalgorithmus zur Ableitung der Dielektrizitätskonstante auf Basis der modifizierten Streuungsalgorithmen.
- Behandlung fehlender Werte, die keine Einfachreflektion besitzen oder außerhalb des Bereichs liegen.
- Medianfilter, um Ausreißer zu glätten.
- Lineare Interpolation fehlender Werte.

Das SHI-Modell verwendet als *Input*-Daten die Streuungsmatrizen im VV, HH und das Kreuzprodukt aus beiden. Es können entweder SLC- oder MLC-Produkte von Shuttle-Radardaten verwendet werden. Eine Anwendung auf C-Band-Daten zeigt (SHI et al. 1991), daß die Ergebnisse nicht mit den Referenzmessungen übereinstimmen, was durch die Wellenlänge hervorgerufen werden kann, da im C-Band viele multiple Streuer vorhanden sind. Bei SIR-B und SIR-C Daten wird meistens das *Small Perturbation Model* gerechnet.

### 2.3.2.2 Inversionsmodell nach Dubois

Der DUBOIS/VAN ZYL-Algorithmus wird für unbewachsene Oberflächen und Bilddaten aus dem Frequenzbereich 1.5 bis 11 GHz mit zwei gleichpolarisierten Kanälen und einem Einfallswinkel von  $\theta \geq 30^\circ$  optimiert. Den empirischen Daten zufolge ist die Rückstreuung in HH- und VV-Polarisation vom Einfallswinkel, dem Realteil der Dielektrizitätskonstante, der RMS-Höhe der Oberflächenrauigkeit und der Wellenlänge bzw. der Wellenzahl abhängig. Kreuzpolarisierte Radarkanäle sind schwieriger zu kalibrieren (*Cross Talk* und Systemrauschen) und darüber hinaus vegetationsempfindlich und werden deshalb bei DUBOIS weggelassen. Vegetation würde zur Unterschätzung des Wassergehalts führen (DUBOIS et al. 1994).

$$\sigma_{hh}^{\circ} = 10^{-2.75} \frac{\cos \theta^{1.5}}{\sin \theta^5} 10^{0.028\epsilon \tan \theta} (k \cdot h \cdot \sin \theta)^{1.4} \lambda^{0.7}$$

$$\sigma_{vv}^{\circ} = 10^{-2.35} \frac{\cos \theta^3}{\sin \theta^3} 10^{0.046\epsilon \tan \theta} (k \cdot h \cdot \sin \theta)^{1.1} \lambda^{0.7}$$

Diese Beziehung ist gültig für 0.3 bis 3.0 cm RMS-Höhe und Einfallswinkel zwischen 30° und 65°. Das Verhalten der Rückstreuung mit der Rauigkeit ist dem Trend vergleichbar, der auch durch das *Small Perturbation* und das *Physical Optics Model* vorausgesagt wird. Die Rückstreuung verhält sich umgekehrt proportional zum Einfallswinkel und proportional zur Rauigkeit.

Für die Inversion gelten folgende Ausdrücke:

$$\sigma_{hh}^{\circ} = A \frac{\cos \theta^{1.5}}{\sin \theta^5} 10^{0.28\epsilon \tan \theta} (kh \sin \theta)^{1.4}$$

$$\sigma_{vv}^{\circ} = \frac{\cos \theta^3}{\sin \theta^3} 10^{0.46\epsilon \tan \theta} (kh \sin \theta)^{1.1}$$

Die Rückstreuung wird kleiner, wenn der Einfallswinkel zunimmt und die RMS-Rauigkeit geringer wird. Sie wird größer, wenn die Dielektrizitätskonstante steigt, wobei dieser Trend für VV stärker ist als für HH. Der Einfluß der Dielektrizitätskonstante wird bei zunehmendem Einfallswinkel immer geringer

Das empirische Modell sagt voraus, daß der Quotient aus Sigma-0 HH und VV mit der Rauigkeit zunimmt, und zwar aufgrund der Unterschiede im Exponenten  $k \cdot h \cdot \sin \theta$ . Im *Small Perturbation Model* dagegen wird angenommen, daß dieser Quotient nicht von der Rauigkeit abhängt. Ferner ergibt sich ein Unterschied bei der Betrachtung der Relation zwischen der elektromagnetischen Rauigkeit und sigma-0 HH, das größer wird als Sigma-0 VV. Alle theoretischen Modelle (außer *Physical Optics*) und alle experimentellen Untersuchungen mit dem abbildenden SAR geben das Gegenteil an. Hieraus ergibt sich die Beschränkung für eine elektromagnetische Rauigkeit von  $k \cdot h \geq 2.5$  und für Einfallswinkel  $< 30^{\circ}$ . Hierdurch wird der Quotient aus  $\sigma_{hh}/\sigma_{vv}$  immer kleiner als 1 gehalten. Aufgrund der bisher zur Verfügung stehenden Daten können keine Aussagen über Flächen mit einer größeren Rauigkeit und Einfallswinkeln unter 30° getroffen werden.  $k \cdot h = 2.5$  wird im gegenwärtigen Testdatensatz nicht überschritten, was einer Rauigkeit im L-Band von 10 cm entspricht.

Im empirischen Modell nehmen die Rückstreuung und der Quotient  $\sigma_{\text{hh}}/\sigma_{\text{vv}}$  auch mit zunehmender Dielektrizitätskonstante ab. Ferner hat die Dielektrizitätskonstante einen schwächeren Einfluß, wenn der Einfallswinkel kleiner wird ( $\tan \theta$ ). Dies entspricht den Vorhersagen des *Small Perturbation Model* und *Physical Optics Model*.

Bisher wurden die besten Ergebnisse für eine elektromagnetische Oberflächenrauigkeit von  $k \cdot h \leq 2.5$  erzielt. Für  $k=0.25$  (1.2 GHz, L-Band) muß die Standardabweichung der Höhen unter 2.0 cm und  $k=2.31$  (11 GHz, X-Band) unter 1.7cm liegen, um zwei übliche Wellenlängen zu nennen. Felder mit Furchenstruktur werden nicht in die Analyse einbezogen, da es zahlreiche Untersuchungen gibt, die eine erhöhte Rückstreuung für senkrecht zur Aufnahme richtung liegende Ackerfurchen (besonders bei Kartoffeln) verzeichnen (DUBOIS et al. 1992; BLANCHARD & CHANG 1983)). In bezug auf den Wassergehalt wurden bisher die verlässlichsten Ergebnisse für Wassergehalte  $\leq 0.35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  dokumentiert.

Wie auch bei SHI (1991) werden im DUBOIS/VAN ZYL Modell keine kreuzpolarisierten Daten verwendet, da der Algorithmus sonst zu empfindlich gegenüber Übersprechen (*system cross talk*) und Systemrauschen wäre. Ferner wird der Kalibrierungsprozeß des Modells vereinfacht und der Effekt der Vegetation wird minimiert. Dennoch wird bei einem normalisierten Vegetationsindex (NDVI) von  $> 0.4$  der Bodenwassergehalt unterschätzt und die Oberflächenrauigkeit überschätzt. Deshalb wurde ein Kriterium (SAR-Vegetationsindex) zur Auswahl von Bildbereichen entwickelt, für die die Inversion nicht anwendbar ist ( $\sigma_{\text{hv}}^\circ/\sigma_{\text{vv}}^\circ$ ). Die Anwendung auf AIRSAR und SIR-C/X-SAR Daten von 1989 bis 1994 zeigt eine Genauigkeit von  $\pm 0.035 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Für beide Modelle von SHI und DUBOIS muß eine Reihe von Parametern angegeben werden: Die Entfernung der Plattform zur Bildmitte, von der Erdmitte zum Bildmittelpunkt, die *slant range*-Entfernung zur ersten Pixelreihe im *near Range*, die *slant range*-Pixelgröße und die Fenstergröße für den *averaging*-Prozeß. Diese Parameter bestimmen also die neue *groundrange*-Geometrie des Bildes. Ferner kann zwischen drei Rauschunterdrückungsmethoden und bei SHI zwischen zwei Inversionsmodellen (IEM oder SPM) gewählt werden. Das Ergebnisbild des SHI-Modells enthält im ersten Kanal den Realteil der Dielektrizitätskonstante, die Standardabweichung der Oberflächenrauigkeit im zweiten

Kanal und die Autokorrelationslänge im dritten Kanal sowie ein Vegetationslayer im vierten Kanal (Version 1996). Das Ergebnisbild des DUBOIS/VAN ZYL Modell hat nur zwei Ausgabe-Kanäle: den Realteil der Dielektrizitätskonstante und die Standardabweichung der Oberflächenrauigkeit. Die Minima und Maxima der 8-bit Output-Daten sind im *header* des Datensatzes angegeben und ermöglichen so die Rückrechnung auf die bodenphysikalischen Parameter.

## **2.4 Angewendete Untersuchungsmethoden zur Aufdeckung des Zusammenhangs zwischen Bodenwassergehalt und Radarrückstreuung**

In dieser Arbeit werden unterschiedliche Verfahren verwendet und in ihrer Anwendbarkeit bei praktischen Fragen der Regionalisierung in der Bodenkunde untersucht. Zunächst werden Regressionsanalysen und Lineare Diskriminanzanalysen eingesetzt, um die Stärke des linearen Zusammenhangs zwischen der Rückstreuung und den gemessenen Parametern zu ermitteln. Mit Hilfe von Rückstreuungsmodellen (MIMICS) wird dann der Einfluß der Frequenz, der Polarisation und des Einfallswinkels einerseits und der gemessenen Parameter Wassergehalt und Rauigkeit andererseits besser beschrieben. Da diese beiden Verfahren noch nicht für eine Regionalisierung geeignet sind, werden der Bodenwassergehalt und die Rauigkeit im weiteren mit Hilfe von Inversionstechniken (nach SHI et al. 1995 und DUBOIS et al. 1995) aus den Fernerkundungsdaten abgeleitet, durch eine Umrechnung der erhaltenen Dielektrizitätskonstante in den Bodenwassergehalt korrigiert und mit den Referenzdaten verglichen. Auf der Basis der einleitenden Kapitel und der Literaturauswertung der meist verwendeten Verfahren wird also die Tauglichkeit für den nordostdeutschen Raum untersucht.

Für die benötigte Genauigkeit der Kalibration der Radardaten für die Ableitung des Bodenwassergehalts ergeben sich aus den hier zusammengefaßten Untersuchungen sehr unterschiedliche Forderungen, die meistens in Abhängigkeit von der Bodenrauigkeit formuliert werden. Für die Datenauswertung von satelliten-, flugzeuggetragenen und shuttle-getragenen SAR Systemen werden größere Genauigkeiten gefordert als für Scatterometeranalysen oder Rückstreuungsmodellierungen z.B. mit dem SPM. BORGEAUD et al. 1994 bezeichnet 2-3 dB als anzustrebende Genauigkeit, SMACCHIA et al. (1994) benötigt für C-Band-Daten 1 dB Kalibrierungsgenauigkeit. LIN (1993) fordert weniger als 5 dB. LE

TOAN et al. (1993) stellt einen Einfluß der Reihungsrichtung von 5-7 dB bei C-Band VV Daten fest, der von BEAUDOIN et al. (1990 und 1993) für die gleiche Wellenlänge und Polarisation sogar auf einen Bereich von 2-10 dB erweitert werden muß. Offensichtlich ist für Flächendaten ein größerer Fehler als für Punktdaten zu erwarten.





### 3 Charakterisierung der Untersuchungsgebiete

Die Kampagnen zu Experimenten mit Radarfernerkundung wurden von der DLR bzw. dem JPL/NASA initiiert. Um eine interdisziplinäre Analyse der gewonnenen Daten zu erreichen, wurden Arbeitsgruppen von Universitäten und Forschungseinrichtungen zur Durchführung der Referenzmessungen eingeladen. Die experimentellen Sensoren der DLR wurden und werden in der Umgebung des Flughafens Oberpfaffenhofen durchgeführt, da hier die aktiven und passiven Kalibratoren aufgestellt und beaufsichtigt werden können. Das nordostdeutsche Untersuchungsgebiet Insel Rügen zur Shuttle-Radarkampagne 1994 wurde in Diskussionen mit dem Anbieter JPL/NASA mit in den Aufnahmeplan einbezogen. Für die Analyse der SAR Daten zur Regionalisierung des Wassergehalts im Oberboden ist eine Charakterisierung der Standorte und eine Referenzdatenerhebung notwendig.

Das Kartenmaterial zur Interpretation der Charakteristika des Untersuchungsgebietes umfaßt eine Reihe von Kartenmaßstäben, die sich, wie allgemein in der Kartographie betont, durch unterschiedliche Genauigkeiten auszeichnen. Man unterscheidet bei topographischen Karten zwei Arten von Fehlern: geometrische Fehler und Verzerrungen, die sich auf die Lage- und Höhengenaugigkeit auswirken sowie Herstellungsfehler, die durch die maximal erreichbare Zeichengenaugigkeit und Papierverzerrungen ergeben. Bei thematischen Karten oder aber auch bei thematischen Interpretationen von Bilddaten kommen noch Interpretationsfehler hinzu, die in ihrer Größenordnung nur schwer abzuschätzen sind. Für kartographische Genauigkeitsforderungen an Satellitenbilder gibt GIERLOFF-EMDEN (1989, I: 269) z.B. für die Kartenmaßstäbe 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000 und 1:200 000 Lagefehler von +/- 8 m, +/- 15 m, +/- 40 m bzw. +/- 100 m an. Die Detailerkennbarkeit der drei genannten Maßstäbe ist mit 2-5 m, 5-10 m, 10-20 m und ca. 20-30 m angegeben. Die kleinen Maßstäbe würden also für den Vergleich mit Fernerkundungsdaten dieser Pixelgröße ausreichen, wenn außerdem noch berücksichtigt wird, das der *Speckle*-Effekt zu einer Verringerung des lagebezogenen Informationsgehalts führt. Ungefilterte Daten sollten nicht einzelpixelorientiert interpretiert werden. Durch *Speckle*-Filterung kommt es andererseits jedoch oft zu Unschärfefekten, die ebenfalls eine hohe Lagegenauigkeit verhindern.

### **3.1 Untersuchungsgebiet Oberbayern**

Eine kurze Beschreibung der Geologie, der Geländeformen und Böden soll die Gebiete charakterisieren. Die Untersuchungsgebiete wurde wesentlich im Würm geprägt und liegen im Übergangsbereich zwischen einem Jung-Endmoränen Gebiet, Schotterfluren und den anschließenden Altmoränen der Riß-Eiszeit in west-östlicher Abfolge. Die Moränen verlaufen etwa in nord-südlicher Richtung. Prägend im Würm war der diluviale Isar-Loisach-Gletscher. Die Höhenzüge der Altmoränen überragen das Gelände um 20 m und sind meistens bewaldet. Die Schotterfluren sind waldfreie, ebene und leicht nach Norden und Nordosten geneigte Flächen. Die Kiese und Sande wurden im Würm von den Schmelzwässern geschüttet. In diesen Substraten haben sich im Bereich der Testflächen Ackerpararendzinen, Parabraunerden und Pararendzinen entwickelt, die in den Senken hydromorphiert sind und neben kalkgründigen Gleyen auftreten.

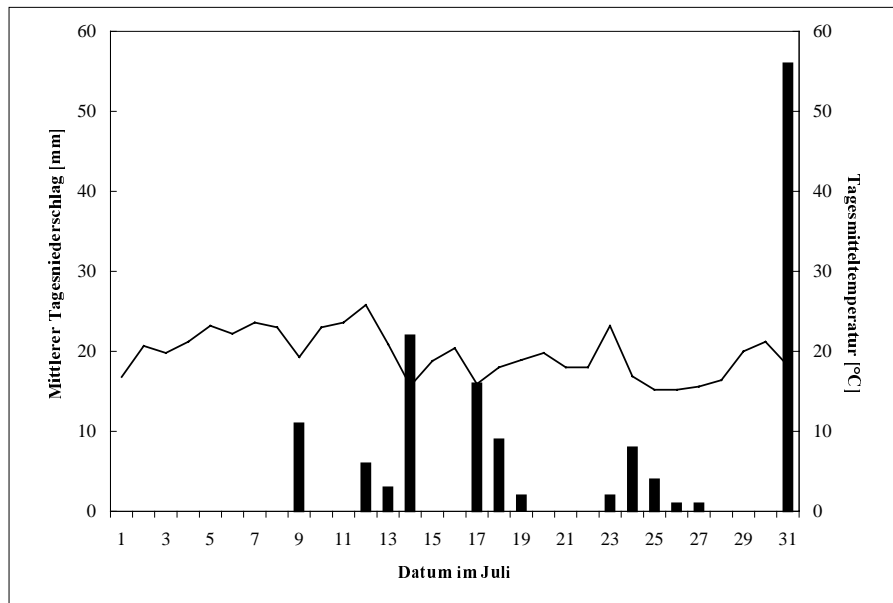
Als Auswahlkriterien für die Flächen zählten die Vegetationsfreiheit, eine relativ zur geometrischen Auflösung des Radars ausreichende Größe, die Freiheit von Landschaftselementen, die die Rückstreuung stören, wie radarschattenwerfende Baumreihe, Gewässer oder Hochspannungsleitungen.

#### **3.1.1 Untersuchungsgebiet Gilching/Alling**

Das Untersuchungsgebiet der Römerstraße, ein Teilgebiet der Meßkampagne 1991 EMAC'91, befindet sich auf der Grundmoräne und ist in kleine, langgestreckte Ackerfluren aufgeteilt. Die Nutzung ist überwiegend Mais, Gerste und Kartoffeln. Das Teilgebiet Alling liegt auf der Würm-Endmoräne und besitzt überwiegend Löß oder Sandlöß als Substrate. Die Felder erreichen Größen von 50 · 350 m und sind überwiegend mit Mais oder Kartoffeln auf den sandigeren Substraten bestellt. Der Zeitpunkt am 12. Juli 1991 ist etwas ungünstig gewählt, da die Witterung zu trocken war und keine starke Variabilität im Bodenwassergehalt zu erwarten war.

### 3.1.1.1 Witterung während der Kampagne

Die mittleren Niederschläge und Temperaturen sind in Abb. 3-1 zusammengefaßt. Vor der Kampagne fielen 18 mm Niederschlag, die Monatssumme betrug 114 mm. Die Temperatur lag im Mittel bei 19 °C. Diese Bedingungen scheinen für eine Meßkampagne des Bodenwassergehalts nicht sehr geeignet, da viele Flächen noch Bewuchs aufwiesen und die Witterungsbedingungen zu trocken waren. Die hohe Mitteltemperatur in Verbindung mit geringen Niederschlägen führte zu Oberflächenkrustenbildung, die eine Probennahme erschwerte.



**Abb. 3-1: Mittlerer Tagesniederschlag und Tagesmitteltemperatur im Juli 1991 Station München-Nymphenburg.**

### 3.1.1.2 Beprobungsstrategie und Referenzmessungen

Während der Kampagne im Juli 1991 im Gebiet Alling mußte die Probennahmestrategie mit den anderen Arbeitsgruppen vereinheitlicht und abgesprochen werden. Da der Boden stark abgetrocknet war, hatte sich in den obersten 2-5 mm eine Kruste ausgebildet. Der darunter liegende Profildbereich war deutlich feuchter. Aus diesem Grund wurde der

Bodenwassergehalt an jedem Meßpunkt in diesen 2 Tiefen gemessen: Als Meßgeräte für den volumetrischen Bodenwassergehalt waren diesmal TDR-Sonden der Firma EASI Test, Lublin, Polen, im Einsatz. Um mit den 10 cm langen Sonden auch den dünnen obersten Horizont messen zu können, wurde mit dem Spaten ein senkrechter Stich vorgenommen und die Sonde waagrecht in die entstandene Profilwand eingeführt. Pro Meßfläche wurden drei Meßpunkte angelaufen und je 3 Wiederholungsmessungen pro Horizont durchgeführt. Die Messungen wurden auf den Flächen A1 bis A12 und B1 bis 4 erweitert. Entlang von Tranksekten, also entlang der vorher abgesprochenen Diagonale, wurden zur Kontrolle alle 10 m 10 Stechzylinder aus der Tiefe 0-2 cm und 5 Stechzylinder aus der Tiefe >2-6 cm genommen. Da die kleinsten praktikablen Stechzylinder (Sonderanfertigungen) 2 cm tief waren, wurde diese Tiefe beprobt. Die zweite Meßtiefe ergab sich aus den Bodeneigenschaften und der Standardgröße der 100 cm<sup>3</sup>-Stechzylinder. An jedem Meßpunkt wurden 10 Stechzylinder genommen. Die Oberflächenrauigkeit wurde nicht erfaßt, weil die Flächen mit Mais oder Kartoffeln bestanden waren. Es wurde davon ausgegangen, daß die Mikrowellen den Pflanzenbestand nicht durchdringen. Lediglich der Reihenabstand und die Höhe der Dämme wurde gemessen. Der Bewuchs erreichte 20 - 25 cm Höhe.

Die Bodenarten der Flächen wurden aus der Standortkundlichen Bodenkarte 1: 50 000 herausgesucht. Diese Genauigkeit wurde gewählt, weil die Flächenwerte für den Vergleich mit den Bilddaten gemittelt wurden. Die Flächen A1-A3 und A10-A12 liegen auf Löß und fallen in die Korngrößenklasse IU-uL (16% Sand 14-23% Ton). B1-B4 liegen auf Sandlöß (IU mit 16% Sand und 14% Ton), F1 bis F3 auf Geschiebelehm der Grundmoräne (xsU bis stL mit 32% Sand und 4% Ton), F4 und F5 sind x'suL (35% Sand und 20% Ton), F6 und F7 sind x'su-tL (15% Sand und 40% Ton), F8 bis F10 und F17-F19 sind IU-uL (16% Sand und 14% Ton), F12 bis F14 sind xusL (35% Sand und 20% Ton). Die Korngrößenangaben beziehen sich auf Verteilungsschwerpunkte, die im Mittel für die Flächen angenommen wurden und z.B. in die Rückstreuungsmodellierung einfließen. Die F-Flächen wurden von Mitarbeitern des Instituts für Angewandte Geologie der TU München beprobt und waren unbewachsen und geeggt. Die Flächen mit dem Kennbuchstaben A waren mit Mais bestanden (Höhe ca. 20 cm), die Flächen mit Kennbuchstaben B mit Kartoffeln.

**Tab. 3-1: Mittelwerte und Standardabweichung des Bodenwassergehalts und der Lagerungsdichte während der EMAC 1991 Kampagne, Gilching/Alling, Oberbayern. 12.7.1991.**

Feld	0-6 cm Profiltiefe		0-2 cm Profiltiefe		2-6 cm Profiltiefe					
	m <sub>g</sub> g/g	s <sub>g</sub> g/g	m <sub>g</sub> g/g	s <sub>g</sub> g/g	m <sub>g</sub> g/g	s <sub>g</sub> g/g	m <sub>v</sub> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	s <sub>v</sub> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	m <sub>d</sub> g/g	s <sub>d</sub> g/g
A1	11.79	1.55	4.25	1.39	19.32	7.04	0.282	0.103	1.48	0.12
A2	11.80	0.68	3.33	0.75	20.27	2.72	0.279	0.044	1.38	0.11
A3	11.94	0.08	3.34	0.36	20.54	4.03	0.268	0.084	1.3	0.34
A10	12.33	0.16	4.24	0.71	20.42	3.03	0.257	0.043	1.26	0.09
A11	12.52	0.14	4.48	1.42	20.57	2.27	0.263	0.032	1.28	0.08
A12	12.77	0.15	4.44	1.32	21.09	1.48	0.262	0.023	1.25	0.11
B1	13.52	0.24	4.87	2.69	22.17	2.19	0.238	0.045	1.09	0.27
B2	9.82	0.15	3.70	1.71	15.93	1.81	0.196	0.036	1.23	0.18
B3	14.10	0.18	6.74	5.4	21.45	4.88	0.257	0.073	1.2	0.21
B4	13.95	0.24	1.11	20.7	26.78	7.05	0.299	0.075	1.13	0.16
F1	11.57	0.72	6.51	2.83	16.62	4.5	0.193	0.050	-	-
F2	9.25	1.74	3.58	1.49	14.91	4.66	0.188	0.061	-	-
F3	8.83	1.39	4.05	2.01	13.61	2.88	0.163	0.041	-	-
F4	10.61	1.45	5.39	1.92	15.83	2.93	0.194	0.048	-	-
F6	10.85	2.41	6.03	2.67	15.66	3.92	0.175	0.043	-	-
F7	13.55	0.69	7.97	5.3	19.13	3.51	0.224	0.055	-	-
F8	14.04	1.31	7.33	2.46	20.74	2.29	0.281	0.041	-	-
F12	11.81	0.89	4.53	1.07	19.09	3.33	0.219	0.047	-	-
F14	11.13	0.39	6.17	3.12	16.09	2.12	0.194	0.028	-	-
F17	10.87	0.46	3.14	0.88	18.60	3.26	0.183	0.028	-	-
F18	11.20	0.28	3.15	0.85	19.24	6.79	0.222	0.035	-	-
F19	11.98	1.32	1.79	0.56	22.16	5.49	0.207	0.051	-	-

Die mittleren Bodenwassergehalte für 2 Meßtiefen sind Tab. 3-1 zusammengestellt. Im tieferen Meßbereich liegt der Bodenwassergehalt jeweils um 0.04-0.06 g/g oder cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> höher, als in der oberen Meßtiefe. Die Lage der untersuchten Flächen in Untersuchungsgebiet ist in Kap. 4 in Abb. 4-1 dargestellt.

Für die Oberflächenrauigkeit wurden bei den geeigten Flächen, bzw. mit Mais bestanden Flächen Standardabweichungen der Höhen von 1.4 und Autokorrelationslängen von 6.8 angenommen. Diese Wahl beruht auf einem Vergleich der Bodenart und Bearbeitungszustand mit den Beobachtungen anderer Arbeitsgruppen (ENGMAN et al., NASA/Goddard

Space Flight Center). Die Kartoffelfelder erhielten eine Standardabweichung der Höhen von 1.4 bzw. eine Autokorrelationslänge von 12.0. Die Abschätzungen beruhen auf empirischen Daten aus anderen Untersuchungsgebieten bei Berücksichtigung der Bodensubstrate und Bearbeitungszustände (BACHEM 1994, LETOAN et al. 1991 und PONCÉT et al. 1995).

## **3.2 Untersuchungsgebiet Insel Rügen**

Das Untersuchungsgebiet Rügen kann entlang des Straßenzuges zwischen Samtens im Süden, Trent im Norden, Gingst im Westen und Bergen im Osten beschrieben werden. Es wurde im Vorfeld der SIR-C/X-SAR-Kampagne nach ähnlichen Kriterien wie die übrigen Gebiete ausgesucht. Wichtig war es, möglichst homogenem die Substrattypen widerspiegelnde landwirtschaftliche Nutzflächen zu finden, auf denen während der 10-tägigen Kampagne nicht gewirtschaftet wird.

### **3.2.1 Geologie, Geländeformen und Böden**

In Zentralrügen werden folgende Ausgangsgesteine angetroffen: Sand auf Mergelsand, Geschiebelehm und Geschiebemergel, Sand und Torf über Mergelsand. Alle Gesteine sind weichselzeitlichen Ursprungs. Die daraus gebildeten Substrate sind im zentralen Rügen überwiegend Sande, Lehmsand und Sandlehm und in geringerem Umfang Lehm und Tone, sowie Torfe und Mudden.

Die Höhendifferenzen liegen im Untersuchungsgebiet meistens bei 0 - 2.5 m mit < 5% Neigung, 2.5-5.0 m mit 0.5-1% Neigung und seltener bei 5-10 m mit 1-2% Neigung (Bodengeologische Karte, Reliefenergie, 1 : 100 000).

Die Mittelmaßstäbige Karte 1: 100 000 (MMK), das maßgebliche bodenkundliche Kartenwerk der ehemaligen DDR, gibt einen Überblick über die vorherrschenden Standorteinheiten, Bodentypen und Wassersituation. Es gliedert sich in Standortgruppen und Standorttypen, die in Standortregionaltypen mit Angabe der wichtigsten Definitionsmerkmale unterteilt werden. Dies sind der Substrat-, der Hydromorphie- und der Hangneigungsflächentyp, sowie die bestimmende Bodenform und der Gefügestil. Das Kürzel setzt sich

im Gebiet Rügen aus einem D für Diluvialstandorte bzw. Mo für Moorstandorte und einer Kennziffer für die Standorttypengruppe 2, 4 oder 5 zusammen.

Die häufigsten Kennungen sind:

1. D2a: Sickerwasserbestimmte Sande und Sande mit Tieflehm
2. D2b: Grundwasser-Sandstandorte
3. Mo2b: Mächtige Torfmoore
4. D4b: Staunasse bzw. grundwasserbestimmte Tieflehm- und Lehmstand
5. D5b: Staunasse und grundwasserbestimmte Lehme und Tieflehme

Im Abgleich mit der für Deutschland gültigen Kartieranleitung KA4 (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODEN 1994) müssen einige Erläuterungen zu den Abweichungen der MMK gegeben werden: Als Substrat Tieflehm werden geschichtete Profile aus 0-40 cm Sand über 40-80 cm Lehm bezeichnet.

Diese Standorttypen der oben genannten Liste untergliedern sich folgendermaßen:

1. Auf den grundwasserfernen Standorten kommen hier besonders vernässungsfreie Sand-Braunerde und -rosterde mit Tieflehm-Fahlerde (D2a2) vor. Dies sind nach KA4 sandige Braunerden und Podsole, vergesellschaftet mit Parabraunerden. Ferner werden vorwiegend vernäßte Sand-Braunerden mit Sand-Braungleyen und mit 20% Grundwasser (D2a3) angetroffen, die in der KA4 als sandige Braunerden und sandige Gley-Braunerden bezeichnet werden.
2. Auf grundwasserbestimmten Sanden kommen vorwiegend vernässungsfreien Sand-Braunerden mit Braungley (D2b1) mit 20-40% Grundwasser in 15-10 dm unter Flur vor. Nach KA4 sind die vorherrschenden Bodentypen demnach sandige Braunerden und Gley-Braunerden.
3. Die Moorstandorte Mo2b5 sind seltener und setzen sich aus Torf mit Lehm über Torf und Grundwasser in in 10-6 dm u. Flur zusammen, als Anmoor bis Niedermoor nach KA4.
4. Die D4b-Standorte sind hier überwiegend als Tieflehm-Braunstaugley und –Staugley mit Staunasse (D4b3 ), also Pseudogley-Braunerde und Pseudogleye nach

KA4 verbreitet. Oder aber es treten Lehmsand-Amphigley und Tieflehm-Staugley in Vergesellschaftung auf, die vorwiegend Staunässe und 40-60% Grundwasser in 10-6 dm u. Flur besitzen können (D4b9). Nach KA4 sind dies Pseudogley-Braunerden auf übersandetem Lehm und Pseudogley auf übersandetem Lehm oder aber Gley-Pseudogley und Pseudogley in Vergesellschaftung.

- Die D5b-Standorte sind mit Tieflehm- und Lehmstaugley vertreten, die mit teilweise vernässungsfreien Tieflehm-fahlerde und Lehm-Parabraunerde vergesellschaftet sind. Sie weisen vorwiegend Staunässe auf (D5b2). Ferner Lehm-Staugley und Tieflehm-Braunstaugley mit Staunässe (D5b4).

Die Substratypen der beprobten Standorte lassen sich nach der Substrattypenkarte wie folgt beschreiben (Tab. 3-2):

**Tab. 3-2: Charakterisierung der Testflächen im Untersuchungsgebiet Rügen. SIR-C/X-SAR Kampagne.**

Standort	Substrat-Gruppe	Größe [ha]	Anzahl der Punkte	Nutzung	Substrat -Typ	Bodentypen nach KA4
Kluis Nord	D2a3	56	38	Rapsstoppeln	s, m	Braunerden und sandige
Kluis Süd	D2a3	25	56	Schwarzbrache	s, m/p	Gley-Braunerden
Venz	D4b3	72	99	Raps	m, m/p, s	Pseudogley-Braunerde und Pseudogley
Moor Gagern	Mo2b5	36	46	Grasland	y	Anmoor bis Niedermoor
Veikvitz	D4b3	40	50	Raps	m, s, m/p	Pseudogley-Braunerde und Pseudogley
Ramitz	D4b9	20	20	Maisstoppeln	s, m/p	Gley-Pseudogley und Pseudogley

s: Sand, m: Lehmsand (IS und uS), p: Sandlehm (sL), y: Torf, m/p: Lehmsand über Sandlehm.

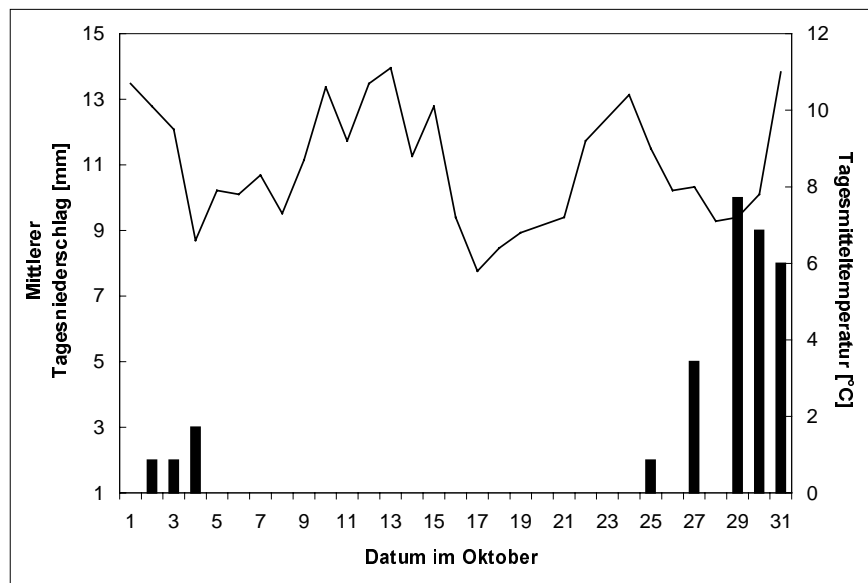
Die Substrattypenkarte 1 : 10 000, die auf der Grundlage der topographischen Karte 1 : 25 000 und den Reichsbodenschätzung vom Geologischen Landesamt Mecklenburg-Vorpommern erstellt wurde, bildet zusammen mit der Reichsbodenschätzung die Informationsgrundlage für die großmaßstäblichen Bodenverhältnisse und wurde in einem regionalen GIS des Untersuchungsgebietes als wichtige Zusatzinformation benötigt. Für den



Korrekturalgorithmus nach HALLIKAINEN der modellierten Dielektrizitätskonstante (s. Kap. 5) wurden 4 Blätter der Standorttypenkarte digitalisiert (Blätter 1545b, 1546a, 1545d und 1546c) und den Standorttypen ein mittlerer Sand- und Tongehalt zugewiesen. Alle Sand-Substrattypen wurden zur Klasse Sand mit 83% Sand und 5% Ton zusammengefaßt, Lehmsand erhielt 80% Sand und 7% Ton, Sandlehm wird mit 63% Sand und 12% Ton, Lehm mit 64% Sand und 24% Ton, Ton mit 18% Sand und 65% Ton gekennzeichnet. Der Substrattyp Mudde wird mit 100% Ton charakterisiert. Die beprobten Testflächen hatte eine Größe von 800 x 700 m (Kluis Nord), 500 m x 500 m (Kluis Süd, 600 m x 1200 m (Venz), 400 m x 900 m (Moor Gagern) 800 m x 500 m (Veikvitz) und 400 m x 500 m (Ramitz).

### **3.2.2 Witterung während der Kampagne**

Die mittleren Niederschläge und Temperaturen sind in Abb. 3.1 zusammengefaßt. Vor der Kampagne fielen 8 mm Niederschlag, die Monatssumme betrug 44 mm. Die Temperatur lag im Mittel bei 9 °C. Die sehr nassen Bedingungen mit starken Niederschläger im Vorfeld der Kampagne und die geringen Mitteltemperaturen führten zu hohen Bodenwassergehalten besonders bei den bindigen und organischen Substraten an der Oberfläche trat häufig Pfützenbildung auf.



**Abb. 3-2: Mittlerer Tagesniederschlag und Tagesmitteltemperatur im Oktober 1994 Station Trent, Rügen.**

### 3.2.3 Beprobungsstrategie

Für eine möglichst umfangreiche Referenzdatenerhebung in einem etwa 25 km<sup>2</sup> großen Gebiet wurde eine täglich mit wenigen Hilfskräften durchführbare Meßstrategie entworfen. Hierbei sollten möglichst flächenbezogene Meßdaten des Bodenwassergehalt, der Bodenrauhigkeit und Bodentypenkartierung erhoben werden. Der abgeschätzte Zeit- und Personalaufwand zusammen mit der intensiven Interpretation des vorhandenen Kartenmaterials und umfangreiche Geländebegehungen führten zu einer auch an die Pixelgröße der Bilddaten angepaßten Parametererhebung. Um eine in etwa wiederholbare Beprobungsstrategie über den Verlauf der gesamten Kampagne gewährleisten zu können, wurde das Meßraster mit 100 m x 100 m Gitterweite mit dem Theodoliten eingemessen und mit Meßstäben markiert. An markanten Geländepositionen wurde das Meßraster auf 10 m Abstände verdichtet. Mittels TDR-Sonden wurde der volumetrische Bodenwassergehalt in 0-10 cm u. Fl. gemessen (Tab. 3-3). Dies war möglich, da dieser Profildbereich homogen feucht war. Ferner wurden 500 cm<sup>3</sup> Stechzylinderproben als Vergleich für die am selben Ort gemessenen Bodenwassergehalte genommen, die auch zur Bestimmung der Korngrößenverteilung dienen. Die Testflächen werden im Folgenden mit den Kennungen KLN

für Kluis Nord, KLS für Kluis Süd, VE für Venz, MO für Moor Gagern, VEI für Veikvitz und RA für Ramitz bezeichnet.

**Tab. 3-3: Mittlerer Bodenwassergehalt 0-10 cm u. Fl. und Korngrößen der Testflächen im Gebiet Zentral-Rügen. 7.10.1994.**

<b>Feld</b>	<b>Mittelwert <math>m_v</math> [cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>Standard- abweichung <math>m_v</math> [cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>]</b>	<b>Ton [%]</b>	<b>Sand [%]</b>	<b>s [cm]</b>	<b>l [cm]</b>	<b>Anzahl Proben</b>
KLN	0.188	0.112	6.0	70.9	1.83	8.4	114
KLS	0.176	0.030	6.3	70.7	1.69	6.4	168
VE	0.227	0.032	10.2	60.5	1.27	7.2	297
MO	0.483	0.071	21.5	44.7	0.60	6.2	138
VEI	0.284	0.019	9.6	60.7	0.60	6.2	150
RA	0.196	0.054	11.7	66.0	2.91	6.8	60

$m_v$ : volumetrischer Bodenwassergehalt, s: Standardabweichung der Höhen, l: Autokorrelationslänge.

Aus den einzelnen Meßwerten, nämlich drei Wiederholungen am Meßpunkt in 1 m Abstand vom markierten Meßpunkte in Nord, Ost und Südrichtung wurden die Semivariogramme berechnet und mit Hilfe des *Universal Kriging* für jede Testfläche eine Karte des aktuellen Bodenwassergehalts 0-10 cm u. Fl. erstellt. Diese Regionalisierung der Daten dient als flächenhafter Referenzdatensatz für die Analyse der Bilddaten.

Die Oberflächenrauigkeit wurde mit einem dreidimensional arbeitenden Laserprofilier (HELMING 1991) an mindestens 3 Meßpunkten pro Testfläche über einer Flächen von 1 m<sup>2</sup> die relative Oberflächenhöhe gemessen. Die Inkremente der verschiedenen Wiederholungen pro Meßstelle betragen 2 mm, 12 mm, 56 mm. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in Abb. 3-3 zusammengefaßt. Wichtig für die weitere Verarbeitung im Zusammenhang mit den Radardaten sind die Standardabweichung der Oberflächenrauigkeit (RMS height) und die Autokorrelationslänge. Ferner wird für manche Radarrückstreuungsmodelle ein sogenannter *Surface Slope* berechnet.

Auch SARABANDI et al. (1991) verwendet einen zweidimensionalen Laser, PULTZ et al. (1990) setzt ein photographisches Verfahren ein, bei dem ein durch die Oberflächen-gestaltung deformierter Lichtfleck von einem Stativ aus fotografiert wird. Andere Metho-

den basieren auf einem gerasterten etwa 2 m langen Blech, das senkrecht in den Boden gesteckt und abfotografiert wird (ENGMAN 1986) oder ein mit Papier bespanntes Blech wird mit Farbe entlang des Rauigkeitsprofils besprüht (SCHMULLIUS 1992). In beiden Fällen wird das Profil digitalisiert und zur Ableitung von Rauigkeitsparametern weiter verarbeitet.

Die Lasermessungen mit 2 und 12 mm Inkrement wurden geostatistisch aufbereitet (Semivariogrammberechnung) und sind in Abb. 3-3 (im Anhang) dargestellt. Auffällig ist die Abweichung zwischen den beiden Meßgenauigkeiten. Dies zeigt, daß die Erfassung des Parameters ‚Bodenrauigkeit‘ noch nicht genügend untersucht ist. Hier treten deutliche Skalierungsprobleme auf, die in Veröffentlichungen bisher noch nicht diskutiert wurden. Sollen jedoch Rückstreuungsmodelle zur weiteren Analyse der Radarrückstreuungskoeffizienten definierter Bodeneigenschaften verwendet werden, so ist die Erhebung der Autokorrelationslänge und der Standardabweichung der Höhen unabdingbar, da dies *Input*-Parameter der Modelle sind.

Die hohe Anzahl der Meßpunkte und die erweiterte Rasterbeprobungsstrategie stellen einen bisher noch nicht gewonnen bzw. publizierten Referenzdatensatz dar, der zur flächenbezogenen Überprüfung der Bildanalyseergebnisse herangezogen wird. Alle häufig vorkommenden Substrate wurden bei der Bodenkartierung und Messung des Bodenwassergehalts berücksichtigt und die Oberflächenrauigkeitsmessungen geben die Bearbeitungszustände gekoppelt mit dem Substrat wieder.

Bei den untersuchten Fällen handelt es sich um Felder mit Saatbettbereitung und 3 verschiedenen mittleren Korngrößenzusammensetzungen: Gütting West (62% Sand, 9% Ton), Gütting Flugplatz (78% Sand, 5% Ton) und Kluis Süd (70% Sand, 6% Ton). Je Feld wurden hier 2 Messungen dargestellt, bei denen die Semivarianzen der gering auflösenden Messungen (gestrichelte Linie) höher sind als die der hohen Meßauflösung (durchgezogene Linie). Der *sill* wird bei geringeren Auflösungen früher erreicht. Auch sind zwischen den beiden Messungen je Ackerfläche erhebliche Unterschiede in der Höhe der Semivarianzen festzustellen. Augenscheinlich gleichförmig raue Oberflächen besitzen also durchaus unterschiedliche *lag*-Distanzen bzw. Autokorrelationslängen, je nachdem an welcher Stelle auf der Ackerfläche gemessen wird.

**Tab. 3-4: Ergebnisse der Rauheitsmessungen mit einem *Laserprofiler* im Untersuchungsgebiet Zentral-Rügen. Oktober 1994.**

<b>Feld</b>	<b>s</b> [cm]	<b>l</b> [cm]
KLN	1.83	8.4
KLS	1.69	6.4
VE	1.27	7.2
MO	0.60	6.2
VEI	0.60	6.2
RA	2.91	6.8

Die rauheste Fläche ist RA, auf der Rapsstopeln zu einer hohen Standardabweichung der Höhen führen. Die übrigen Flächen sind nur mäßig rau. Verglichen mit der Wellenlänge von ca. 21 cm durch Normierung der Rauigkeit mit Hilfe der Wellenzahl für L-Band (s.a. Tab. 3-4) sind diese Flächen noch als glatt einzustufen. Nach Untersuchungen von WEIMANN (1996) entsprechen diese Flächen mit  $k_s > 1$ , außer Fläche RA also, einer Saatbettbereitung.

### **3.3 Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma, USA**

Das Wassereinzugsgebiet Washita, Oklahoma wurde von Arbeitsgruppen des NASA Goddard Space Flight Center, dem USDA/ARS, beide in Greenbelt, MD, USA. und Mitarbeitern der Princeton University durchgeführt. Eine Kurzcharakterisierung befindet sich in Kapitel 5.3, da dies ein Verifikationsgebiet für ein hier abgeleitetes Regionalisierungsverfahren des Bodenwassergehalts ist.



## **4 Analysen polarimetrischer Flugzeug-SAR-Daten im Hinblick auf den Bodenwassergehalt**

Für die Analyse polarimetrisch aufgezeichneter Daten wurden Airsar-Daten aus dem Gebiet Gilching/Alling in Oberbayern verwendet. Zunächst werden alle möglichen Radar-kanalkombinationen mit einem bzw. zwei Bodenparametern in einfachen linearen Regressionsanalysen und multivariaten Regressionsanalysen untersucht. Hierdurch wird ermittelt, ob die Analyse von Radardaten an Meßpunktumgebungen in Bilddatensatz oder die Analyse von Ackerflächenmittelwerten günstiger für eine Regionalisierung ist. Es wird gezeigt, welches die optimalen Radarkanäle für die Ableitung der Bodenparameter sind und wie gut die Erklärung der Restvarianz der Meßdaten durch die Hinzunahme oder das Weglassen einzelner Radarkanäle sein kann. Schließlich werden die Regressionsmodelle auf den Bilddatensatz in Form von Rückstreuungskoeffizienten angewendet und das ganze Bild in eine Karte des Bodenwassergehalts umgerechnet. Die Verifikation kann anhand der Referenzmeßdaten oder mit Hilfe von Bodenkarten, insbesondere Substratkarten, erfolgen.

### **4.1 Kampagnen und Analysen im Gebiet Gilching/Alling 1991**

Während der Kampagne am 12. Juli 1991 wurden im Gebiet Gilching/Alling Daten im P-, L- und C-Band polarimetrisch aufgezeichnet, die absolut kalibriert sind (Tab. 4-1). Aus diesem Datensatz werden nur die linearen Polarisationen (HH,VV und VH = HV) verwendet. Die zirkularen Polarisationen lassen sich ebenfalls berechnen, werden aber hier nicht berücksichtigt, da die meisten operationellen Systeme nur über lineare Polarisationszustände verfügen.

Die Daten wurden als komprimierte Stokesmatrizen mit kalibrierten Rückstreuungskoeffizienten ausgeliefert. Die Phasenkalibrierung und die *Cross-Talk* Reduktion wurden mit der POLCAL Software des JPL durchgeführt. Da die Corner-Reflektoren und die aktiven Kalibratoren nicht abgebildet wurden, konnte die Kanalbalance zwischen HH und VV nicht korrigiert werden. Die Unterschiede sind (ZINK 1992) im P- und L-Band vernachlässigbar gering und können im C-Band bis zu 0.5 dB betragen.

**Tab. 4-1: Datensatz 360-4 vom 12.7.1991 des AIRSAR des JPL.**

Frequenz	0.2, 1.2, 5.3 GHz
Wellenlänge	68.33, 24.01, 5.66 cm
Lineare Polarisationen	VV, HH VH, HV
Anzahl der Reihen und Spalten	1280 x 1024
Pixel <i>Spacing</i> (Range)	6.6621 m
Pixel <i>Spacing</i> (Azimuth)	12.0634 m
<i>Near Range</i> Entfernung	4616.804 m
<i>Range</i> Auflösung	6.662 m
Azimuth Auflösung	12.06 m
Flughöhe ü. N.N.	4851 m
Einfallswinkel	45° ( <i>mid range</i> )

Aus den Stokesmatrizen werden 16-bit Intensitätsdaten berechnet, die eine in Tab. 4-2 zusammengefaßte Datencharakteristik für die Bänder P, L und C aufweisen. Die Intensitäten  $I$  lassen sich nach der Gleichung  $\sigma^{\circ} = 10 \cdot \log_{10}(I)$  als Rückstreuungskoeffizient ausdrücken. Intensitäten sind die aufgenommenen quadrierten Amplituden des Rückstreuungssignals ( $I = A^2$ ). Je höher die Intensität der Rückstreuung ist, desto heller erscheinen die Pixel.

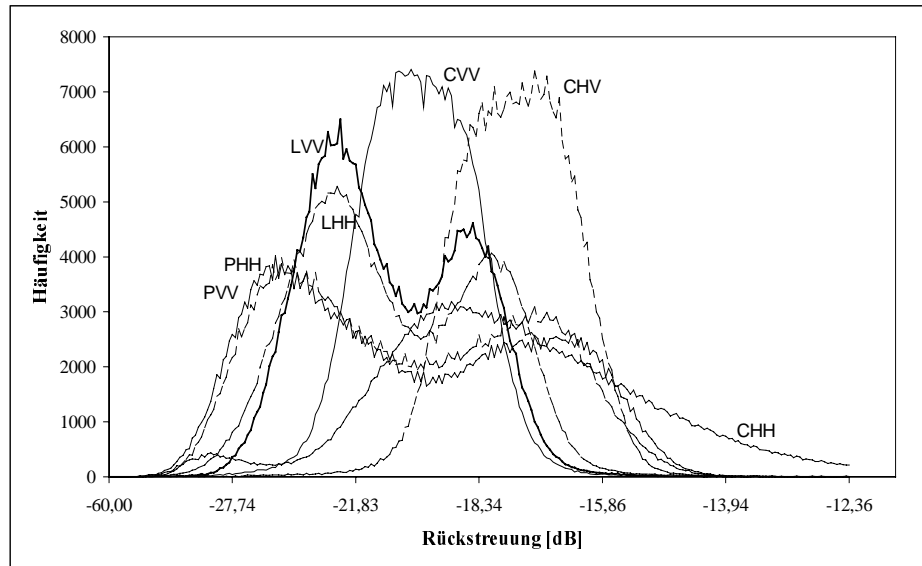
**Tab. 4-2: Mittelwerte und Extrema der Histogramme für die Szene Gilching/Alling. Kampagne 1991.**

<b>Frequenz und Polarisierung</b>	<b>Mittel</b>	<b>Minimum</b>	<b>Maximum</b>
P VV	-11.68	-31.86	13.69
P HH	-14.59	-33.53	6.83
P VH	-20.41	-39.33	-2.97
L VV	-10.06	-30.37	16.11
L HH	-11.41	-27.48	12.44
L VH	-17.88	-35.75	-3.83
C VV	-8.37	-25.65	25.33
C HH	-7.76	-24.58	23.58
C VH	-14.47	-31.83	5.04

Zur Verdeutlichung der Grauwertverteilungen sind in Abb. 4-1 die Histogramme der Rückstreuungskoeffizienten in den einzelnen Radarkanälen dargestellt. Ein niedriger Rückstreuungskoeffizient zeigt sich als niedriger Grauwert. Im P- und L-Band sind die Histogramme der gleichpolarisierten Bilddaten (Abb. 4-2) zweigipfelig mit *Peaks* im P-

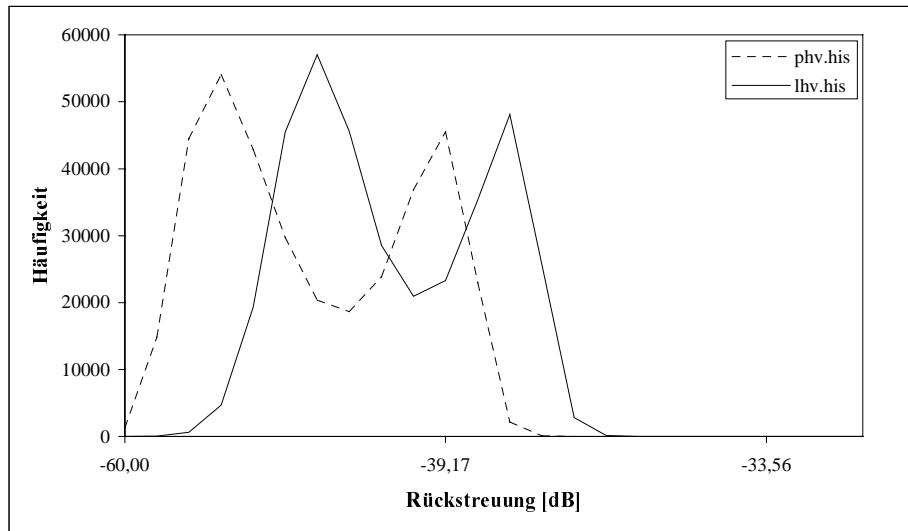


Band bei etwa -26 und -16 dB und im L-Band bei -21 und -18 dB in beiden Gleichpolarisationen. Die vv-Histogramme und HH-Histogramme sehen jeweils sehr ähnlich aus. Im C-Band sind das vv und hv-Histogramm sehr ähnlich und nur eingipfelig, während das HH-Histogramm breiter und zweigipfelig ist. Die Systematik ist im C-Band also durchbrochen, das durch den oben beschriebenen Kalibrierungsfehler bedingt sein kann.



**Abb. 4-1: Histogramme der AIRSAR-Daten vom Juli 1991. P- und L-Band in den Gleichpolarisationen sowie C-Band in allen Polarisationen.**

Die Histogramme der Kreuzpolarisationen sind sehr eng, d.h. der Wertebereich der vorkommenden Rückstreuungskoeffizienten ist sehr begrenzt. Dieses kann durch die allgemein sehr schlecht meßbare und daher sehr schwache Rückstreuung im HV begründet sein. In den Gleichpolarisationen wird der 16 bit-Bereich besser genutzt.



**Abb. 4-2: Histogramme der AIRSAR-Daten vom Juli 1991, P- und L-Band Kreuzpolarisationen.**

Die Lage der Testflächen ist in Abb. 4-3 (im Anhang) in drei Kanalkombinationen für P-, L- und C-Band dargestellt. In den Kanalkombinationen HH, VV und HV auf RGB wird die Ackerflächenstruktur im C-Band am deutlichsten während im P-Band die Waldgebiete eine stärkere Differenzierung aufweisen. Auch sind im P-Band Verschmierungseffekte sichtbar, die durch Überstrahlung von benachbarten stark rückstreuenden Pixeln auftreten. Der *Near Range* Bereich liegt am rechten Bildrand. Dies ist durch die Stauchung des Gebietes und durch die Radarschatten an den radarabgewandten Waldrändern sowie den Überstrahlungseffekten an den dem Radar zugewandten Waldrändern erkennbar.

#### **4.1.1 Regressionsanalysen auf der Basis von Meßpunktumgebungen**

Zunächst wurde der Zusammenhang zwischen je einem Radarkanal und den gemessenen Parametern gravimetrischer Bodenwassergehalt in 0-2 cm und > 2-6 cm, dem volumetrischen Bodenwassergehalt > 2-6 cm und der Lagerungsdichte > 2-6 cm untersucht. Diese Tiefen entsprechen den Meßtiefen, die in Kap. 3 erläutert wurden. Hier wurden die Auswahl für die Bezugsflächen für die Regressionsanalysen möglichst eng an die Beprobungsstrategie angelegt, um als Ergebnis eine möglichst feine räumliche Auflösung zu erhalten. Um jeden der Meßpunkte herum wurden aus dem Bilddatensatz jeweils eine

Umgebung von ca. 12 Pixeln extrahiert und der mittlere Rückstreuungskoeffizient berechnet, der zusammen mit den Referenzdaten aus den Feldmessungen in die Regression eingeht.

Die Güte der Regressionsergebnisse wird mit Hilfe der Höhe des Bestimmtheitsmaßes, dem Vorzeichen der Steigung und mit Hilfe des kritischen Werts der F-Verteilung beurteilt. Er muß größer sein als der Tabellenwert  $F_{krit}$ , der anhand der Freiheitsgrade und der in die Regression eingehenden Variablen für das Signifikanzniveau von 5% aus einer F-Test-Tabelle entnommen wird. Die Ergebnisse in Tab. 4-3 zeigen die Bestimmtheitsmaße von je einem Radarkanal und je einem gemessenen Bodenparameter. Hier wird deutlich, daß die besten Ergebnisse in den drei C-Band (R CHH, R CVV und R CVH) und zwei L-Band Frequenzen (R LVV und R LHV) erzielt werden. Die Höhe des signifikanten Bestimmtheitsmaßes bei einem Signifikanzniveau von 5% kann aus einer Tabelle für den kritischen Wert des Produktmoment-Korrelationskoeffizienten entnommen werden. Bei 62 Freiheitsgraden muß das Bestimmtheitsmaß größer 0.25 sein. Vielfach kommt in der Tabelle eine negative Steigung der Regressionsgeraden heraus, dies widerspricht den theoretischen Grundlagen der Radarrückstreuung (Kap. 1.2.3) und den zahlreichen Scatterometer- und SAR-Messungen anderer Arbeitsgruppen (1.3.1). Da die Rückstreuung mit zunehmender Dielektrizitätskonstante steigt, muß die Regressionsgerade eine positive Steigung besitzen. Ein Regressionsergebnis mit negativer Steigung wird also verworfen. Nur die mit • markierten Fälle könnten also für regionalisierende Ansätze weiter verwendet werden. Wird der Zusammenhang der Rückstreuung im C-vv (ERS-1/2 oder RADARSAT-Konfiguration) mit den einzelnen Radarparametern untersucht, so ergibt sich ein R zwischen 0.40 für %Grav 0-2 cm, 0.43 für %Grav > 2-6 cm, 0.26 für %Vol > 2-6 cm, 0.23 für %Grav in 0-6 cm und 0.09 für die Lagerungsdichte >2-6 cm. Jedoch ist  $F_{krit} = 8.33$  bei 8 DF.

**Tab. 4-3: Ergebnisse der einfachen linearen Regression zwischen je einem Radarparameter und den Referenzdaten auf der Basis von Meßpunkten.**

	R PHH	R PvV	R PvH	R LHH	R Lvv	R LvH	R CHH	R CvV	R CvH
% Grav 0-2 m	0.22*	0.32*•	0.08	0.29•	0.63•	0.58•	0.51•	0.40•	0.58•
% Grav >2-6 cm	0.28	0.20	0.03	0.04*	0.19*	0.29*•	0.41*•	0.43*•	0.21*•
% Grav 0-6 cm	0.07	0.03	0.07	0.1	0.08	0.01	0.01*	0.23*•	0.18*
% Vol > 2-6 cm	0.04	0.06*	0.09*	0.14	0.05*	0.20*	0.39*•	0.26*•	0.25*•
LD > 2-6cm	0.40*	0.05*	0.07*	0.43	0.33•	0.14	0.33	0.09	0.31

$F_{krit}$  für 62 Freiheitsgrade und eine Variable: 3.996, \*: negative Steigung, •: F-Test positiv verlaufen.

In die Regression gingen 63 Meßwerte ein. Die mit \* gekennzeichneten Regressionsbeziehungen haben eine negative Steigung und müssen vernachlässigt werden. Die besten Regressionsergebnisse in diesem monofrequenten Analyseansatz liefern die L-Band Polarisationen für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm Profiltiefe. Eine wichtige Feststellung ist hierbei, daß die Regressionsanalysen aufgrund des sommerlichen Meßtermins nur einen sehr kleinen Bereich möglicher Bodenwassergehalte repräsentieren. Der Bodenwassergehalt in Gewichtsprozent in 0-2 cm liegt zwischen 0.015 und 0.066 g/g, während der Wassergehalt in > 2 - 6 cm Profiltiefe zwischen 0.04-0.27 g/g bzw. 0.06-0.30 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> liegt. Wenn zwischen dem gravimetrischen Bodenwassergehalt und der Radarückstreuung nur ein geringer Zusammenhang besteht, kann es sein, daß die Mikrowellen tiefer als die 6 cm in den Boden eindringen und die Rückstreuung also von tieferen Profilmitteln mitbestimmt wird. Wird der gravimetrische Bodenwassergehalt über die Tiefe von 0-6 cm gemittelt und in die Regression einbezogen, so ergibt sich jedoch kein besseres Resultat. Daher wird davon ausgegangen, daß überwiegend Oberflächenstreuung stattfindet, die jedoch durch Rauigkeitseffekte gestört werden kann. Die Lagerungsdichte in 2-6 cm Profiltiefe wird in keinem der Kanäle gut beschrieben.

Werden alle Kreuzpolarisationen und je ein Radarparameter verwendet (Tab. 4-4), so sind nur die Ergebnisse für %Grav > 2-6 cm und %Vol > 2-6 cm aufgrund des F-Wertes akzeptabel. Alle Bestimmtheitsmaße liegen im gültigen Bereich, die Steigungen sind teilweise negativ, was im mehrdimensionalen Fall eintreten kann. Das R<sup>2</sup> erreicht jedoch nur für %Vol 2-6 cm eine annehmbare Größenordnung.

**Tab. 4-4: Regression zwischen den einzelnen Bodenparametern auf der Basis von Meßpunkten und allen Frequenzen in Kreuzpolarisation.**

Bodenparameter	R <sup>2</sup>	R	F	Steigung für PVH, LVH und CVH			Abschnitt der y-Achse
%Grav 0-2 cm	0.23	0.48	0.91	0.08	0.27	-0.01	15.57
%Grav >2-6 cm	0.20*	0.45	4.96	-0.79	0.25	-0.10	2.09
%Grav 0-6 cm	0.08	0.28	1.70	-0.36	0.26	-0.06	8.83
%Vol >2-6 cm	0.70*	0.84	7.16	-0.55	0.13	-0.19	4.33
LD >2-6 cm	0.68	0.82	4.28	0.02	-0.01	-0.01	1.01

Fkrit: 3.86 bzw. 4.76 für die Lagerungsdichte, DF: 60. •: F-Test ist positiv verlaufen.

In den folgenden Berechnungen Tab. 4-6 wird die Kombination von zwei gemessenen Bodenparametern mit je einem Radarkanal zur Erweiterung der Dimensionalität der Analysen untersucht. Hierbei konnten nur der Bodenwassergehalt in >2-6 cm Profiltiefe und die Lagerungsdichte verwendet werden, da dies die einzige sinnvolle Kombination war. Durch die Verwendung des gravimetrischen Bodenwassergehalts und der Lagerungsdichte (hier nur für die Profiltiefe >2-6 cm) werden die Regressionsergebnisse in allen der möglichen Radarkanäle verbessert. Jedoch treten noch häufig negative Steigungen der Regressionsgeraden auf und die F-Statistik verlief negativ. Keiner der F-Werte liegt über  $F_{krit}$ . Ein Radarkanal reicht also nicht aus, um den Zusammenhang mit dem gravimetrischen Bodenwassergehalt und der Lagerungsdichte zu erklären. Ein signifikantes Bestimmtheitsmaß auf 5%igem Niveau und bei 7 Freiheitsgraden liegt über 0.67. Dieses wird nur bei Verwendung von PVH und LHH erfüllt. Trotzdem müssen die Ergebnisse verworfen werden, da die Steigung negativ ist, was der Radar-Rückstreuungstheorie widerspricht. Grund hierfür kann in der von FREEMAN ET AL. (1991) problematischen Kalibrierung von Kreuzpolarisationen gesucht werden.

**Tab. 4-5: Regressionsergebnisse zwischen den Radarkanälen und den Referenzmessungen gravimetrischer Bodenwassergehalt > 2-6 cm und Lagerungsdichte >2-6 cm.**

<b>Radarparameter</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>R</b>	<b>F</b>	<b>Steigung</b>
PHH	0.32	0.57	1.62	7.75
PVV	0.21	0.46	0.91	6.75
PVH	0.45	0.67	2.91	-2.91
LHH	0.46	0.68	2.99	-1.05
LVV	0.35	0.59	1.92	-0.88
LVH	0.56	0.75	4.48	-5.66
CHH	0.33	0.57	1.76	4.64
CVV	0.51	0.71	3.65	7.79
CVH	0.24	0.49	1.12	4.25

$F_{\text{krit}} : 4.74$  bei DF 7

Schließlich werden alle Kanäle in die Analyse aufgenommen (Tab. 4-6). Die Freiheitsgrade für die Analysen sind 54 mit  $F_{\text{krit}} = 4.024$ , bei Verwendung aller Kanäle und 60 Freiheitsgraden bei 3 Kanälen und einem  $F_{\text{krit}} = 4.0$ . Aufgrund des F-Werte sind also nur die mit \* gekennzeichneten Bestimmtheitsmaße akzeptiert. Der Korrelationskoeffizient R ist signifikant auf 0.05%-Niveau, wenn er größer als 0.25 bei 60 Freiheitsgraden bzw. größer als 0.27 bei 54 Freiheitsgraden ist. Dies trifft auf einen großen Teil der Korrelationskoeffizienten zu.

Wird der gravimetrische Bodenwassergehalt in 0-2 cm Profiltiefe untersucht, so werden beste Ergebnisse bei der Verwendung aller 9 Kanäle erzielt. Jedoch führt auch die Verwendung nur der L- oder C- Band Kanäle zu einer hohen Erklärbarkeit der Restvarianz. Wie die weiteren Analysen zeigen, ist die Verwendung nur der Gleichpolarisationen von Vorteil.

Für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in > 2-6 cm Profiltiefe ergeben sich durchweg niedrige Korrelationskoeffizienten. Daraus läßt sich schließen, daß die Rückstreuung nicht aus dieser Meßtiefe kommt, also die Volumenstreuung nicht die entscheidende Größe ist. Deshalb sind auch die Ergebnisse für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-6 cm nicht signifikant. Andererseits ist der volumetrische Bodenwassergehalt > 2-6 cm wieder mit einigen signifikanten Ergebnissen für die Konfiguration mit allen Kanäle, alle HH-Kanälen, alle vv-Kanälen und in der Kombination aus C-Band HH und vv vertreten. Die Regressionsergebnisse für die Lagerungsdichte sind nur bei der Verwendung der C-Band-Kanäle signifikant, müssen jedoch vorbehaltlich interpretiert werden, da nur die

Messungen aus  $> 2-6$  cm aufgrund der Krustenbildung der Oberfläche und der problematischen Probennahme zur Verfügung standen.

Auffällig ist der insgesamt schlechte Verlauf der Analysen, der vielfach begründet sein kann. Die Probennahme war aufgrund der Vielzahl der Testflächen nur an 3 Stellen je Ackerfläche möglich, wodurch nicht die gesamte Varianz der vorkommenden Bodenwassergerhalte erfaßt wird. Die Meßtiefen ergaben sich aus den Profileigenschaften des Bodens (Krustenbildung). Die Ursache für einen geringen Zusammenhang kann auch in der Störung des Radarsignals durch *Speckle* liegen, d.h. die Größe der Referenzflächen für die Analyse auf der Basis von Meßpunktumgebungen war zu gering gewählt. Durch die Integration über geringe Pixelanzahlen konnte der Varianz des Radarsignals nicht Rechnung getragen werden.

Im Folgenden soll überprüft werden, ob sich die Beobachtungsfälle aufgrund der Rückstreuungskoeffizienten gruppieren lassen, um dies als Regionalisierungsansatz verwenden zu können (Kap. 4.1.1.1).

**Tab. 4-6:**  
**Ergebnisse der**  
**multiplen**  
**Korrelation**  
**zwischen mehreren**  
**Radarkanälen**  
**(je 69**  
**Beobachtungen auf**  
**der Basis von**  
**Meßpunkten) und**  
**je einem**  
**Referenzdatum.**

	Meßtiefe [cm]	R	R <sup>2</sup>	F	
alle Kanäle	% Grav 0-2	0.77*	0.59	9.14	
	% Grav > 2-6	0.60	0.36	3.33	
	% Grav 0-6	0.53	0.28	2.33	
	% Vol > 2-6	0.66*	0.44	4.60	
	L. dichte 2-6	0.59	0.35	3.14	
	alle P-Band	% Grav 0-2	0.41	0.17	3.96
		% Grav > 2-6	0.23	0.05	1.08
		% Grav 0-6	0.18	0.03	0.69
		% Vol > 2-6	0.27	0.07	1.60
	alle L-Band	L. dichte 2-6	0.22	0.05	1.06
		% Grav 0-2	0.67*	0.45	16.66
		% Grav > 2-6	0.33	0.11	2.56
% Grav 0-6		0.24	0.06	1.23	
alle C-Band	% Vol > 2-6	0.41	0.17	4.01	
	L. dichte 2-6	0.43*	0.18	4.63	
	% Grav 0-2	0.64*	0.41	13.71	
	% Grav > 2-6	0.46*	0.21	5.27	
alle HH	% Grav 0-6	0.28	0.08	1.77	
	% Vol > 2-6	0.44*	0.19	4.71	
	L. dichte 2-6	0.42*	0.18	4.50	
	% Grav 0-2	0.68*	0.46	17.28	
alle vv	% Grav > 2-6	0.51*	0.26	6.85	
	% Grav 0-6	0.41	0.17	4.09	
	% Vol > 2-6	0.45*	0.20	4.95	
	L. dichte 2-6	0.32	0.10	2.32	
alle HH+vv	% Grav 0-2	0.50*	0.25	6.80	
	% Grav > 2-6	0.45*	0.20	5.01	
	% Grav 0-6	0.30	0.09	1.94	
	% Vol > 2-6	0.48*	0.23	5.87	
alle HH+vv	L. dichte 2-6	0.37	0.14	3.23	
	% Grav 0-2	0.76*	0.58	12.80	
	% Grav > 2-6	0.51	0.26	3.32	
	% Grav 0-6	0.42	0.18	2.11	
P-Band HH+vv	% Vol > 2-6	0.51	0.26	3.43	
	L. dichte 2-6	0.46	0.21	2.52	
	% Grav 0-2	0.35*	0.12	4.15	
	% Grav > 2-6	0.22	0.05	1.54	
L-Band HH+vv	% Grav 0-6	0.12	0.01	0.47	
	% Vol > 2-6	0.25	0.06	2.12	
	L. dichte 2-6	0.22	0.05	1.59	
	% Grav 0-2	0.67*	0.45	25.40	
C-Band HH+vv	% Grav > 2-6	0.23	0.05	1.69	
	% Grav 0-6	0.07	0.005	0.13	
	% Vol > 2-6	0.22	0.05	1.53	
	L. dichte 2-6	0.32	0.10	3.52	
C-Band HH+vv	% Grav 0-2	0.64*	0.41	20.73	
	% Grav > 2-6	0.45*	0.20	7.80	
	% Grav 0-6	0.27	0.07	2.46	
	% Vol > 2-6	0.44*	0.19	7.16	
	L. dichte 2-6	0.42*	0.18	6.71	

R: Multipler  
Korrelations-  
koeffizient,  
R<sup>2</sup>: Bestimmtheits-  
maß,  
F: F-Wert,  
•: F-Test positiv  
verlaufen.  
L. dichte: Lage-  
rungsdichte [g/g].



#### 4.1.1.1 Schrittweise lineare und multiple lineare Regressionsanalyse auf der Basis von Meßpunkten

Mit Hilfe der schrittweisen multiplen Regression kann in einem Durchlauf die Rangfolge der Varianzerklärung der einzelnen Radarkanäle an der Gesamtvarianz der Bodenwassergehalte der verschiedenen Meßtiefen bzw. der Lagerungsdichte untersucht werden. Hierzu werden wieder die Radarrückstreuungskoeffizienten aus den Bilddaten auf der Basis von Meßpunktumgebungen mit den gemessenen Bodenparametern in Beziehung gesetzt (Datensatz aus Kap. 4.1.1). Dafür werden zunächst die Mittelwerte und Standardabweichungen untersucht (Tab. 4-7). Dies zeigt relativ hohe Standardabweichungen im P-Band und jeweils höhere Standardabweichungen in den Kreuzpolarisationen im C- und L-Band. Außerdem wird die Rückstreuung mit zunehmender Wellenlänge (von C- nach P-Band) geringer.

**Tab. 4-7: Deskriptive Statistik der Variablen für die schrittweise lineare Regressionsanalyse. Analyse an Meßpunktumgebungen.**

<b>Variable</b>	<b>Mittelwert</b>	<b>Standardabweichung</b>
%Grav. 0-2 cm	4.53	1.58
%Grav >2-6 cm	18.09	3.74
%Grav 0-6 cm	11.31	2.02
%Vol >2-6 cm	21.32	4.85
Lagerungsdichte >2-6 cm	1.18	0.17
P HH *	-28.74	2.91
P VV	-31.29	3.50
P VH	-38.74	2.71
L HH	-25.18	2.26
L VV	-25.36	2.29
L VH	-34.69	2.76
C HH	-18.16	1.81
C VV	-18.16	1.70
C VH	-25.77	2.71

\*: Rückstreuung in dB.

In Tab. 4-10 wird die Redundanz der Bilddaten deutlich. Hier wird am Beispiel des Bodenwassergehalts in %Grav in 0-2 cm verdeutlicht, welche Radarkanäle die höchste Erklärung bieten können. Hohe Korrelationen zwischen den Radarkanälen in jeder Frequenz, aber auch zwischen den L und C-Band Kanälen sind erkennbar. Die Ähnlichkeit zwischen P- und L-Band bzw. P- und C-Band ist nicht so hoch. Das bedeutet, daß C- und L-Band ähnliche Informationen enthalten können, aber P-Band den Datensatz um neue

Informationen erweitern kann. Die höchste Korrelation zwischen den gravimetrischen Bodenwassergehalt und einem Radarkanal wird im LHH und CHH verzeichnet. Die Korrelationsmatrizen für die übrigen Referenzdaten fallen sehr ähnlich aus.

Als Schwellwerte für die schrittweise Einbeziehung der Radarkanäle in die Analyse wurde 0.05 gewählt, 0.1 ist das Ausschlußkriterium. Als erste Variable wird die Rückstreuung im L-Band HH in die Regressionsanalyse aufgenommen (Tab. 4-9), gefolgt von PVV und LVV. Alle übrigen Radarkanäle werden überwinden das Einstiegs-kriterium nicht.

Für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in > 2-6 cm überwindet nur ein Radarkanal das Eingangskriterium: Das multiple R für CVV ist 0.44,  $R^2$  ist 0.20, das angepaßte R ist 0.18 und der Standardfehler beträgt 3.38 bei einem F-Wert von 15.07. Wiederum könnte dies bedeuten, daß diese Profiltiefe für die Rückstreuung unbedeutend ist. Wird der gravimetrische Wassergehalt in 0-6 cm untersucht, so werden ebenfalls nur geringe Korrelationen mit den beiden in die Regression eingehenden Radarkanäle CVV und LHH berechnet: Das multiple R für CVV ist nun 0.25 und für LHH 0.37, während die Standardfehler bei 1.97 bzw. 1.90 liegen. Der F-Wert liegt deutlich näher am Fkrit mit nur noch 4.15 bzw. 5.03.

**Tab. 4-8: Korrelationsmatrix für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm auf der Basis von Meßpunktumgebungen und 9 Radarkanäle.**

	%Grav 0-2 cm	PHH	PVV	PVH	LHH	LVV	LVH	CHH	CVV	CVH
%Grav 0-2cm	1.00									
PHH	-0.23	1.00								
PVV	-0.33	0.86	1.00							
PVH	0.08	0.69	0.37	1.00						
LHH	0.63	0.03	-0.12	0.20	1.00					
LVV	0.29	-0.03	-0.02	-0.09	0.72	1.00				
LVH	0.57	-0.10	-0.24	0.20	0.88	0.57	1.00			
CHH	0.59	-0.19	-0.36	0.07	0.78	0.52	0.71	1.00		
CVV	0.41	-0.06	-0.26	0.20	0.62	0.29	0.64	0.89	1.00	
CVH	0.51	-0.26	-0.38	0.02	0.76	0.55	0.81	0.92	0.84	1.00

**Tab. 4-9: Ergebnisse der schrittweisen Regressionsanalyse für den gemessenen gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm Profiltiefe.**

<b>einbezogener Radarkanal</b>	<b>multiples R</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>angepaßtes R<sup>2</sup></b>	<b>Standard-Fehler</b>
L HH	0.63	0.40	0.39	1.23
P VV	0.68	0.46	0.45	1.17
L VV	0.71	0.51	0.49	1.13

Nach dem gleichen Verfahren werden noch der gravimetrische Bodenwassergehalt >2-6 cm und 0-6 cm und der volumetrische Bodenwassergehalt > 2-6 cm sowie die Lagerungsdichte untersucht: Für den %Grav > 2-6 cm erweist sich nur der Radarkanal CVV als signifikant erklärend. Für %Grav 0-6 cm wird ebenfalls CVV und außerdem LHH mit einem multiplen R von 0.37 und einem F-Wert von 5.0 verwendet. Für %Vol > 2-6 cm werden CVV, LHH und LVH einbezogen (Tab. 4-10), für die Lagerungsdichte ist es nur LVV mit R = 0.32, R<sup>2</sup> = 0.10 und einem Standardfehler von 0.16.

**Tab. 4-10: Ergebnisse der schrittweisen Regressionsanalyse für den gemessenen volumetrischen Bodenwassergehalt in > 2-6 cm Profiltiefe. Untersuchungen am Meßpunkt.**

<b>einbezogener Radarkanal</b>	<b>multiples R</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>angepaßtes R<sup>2</sup></b>	<b>Standard-Fehler</b>
C VV	0.39	0.15	0.14	4.50
L HH	0.49	0.24	0.21	4.30
L VH	0.55	0.30	0.27	4.14

Wichtig zu bemerken ist bei diesen Analysen, daß der Radarkanal im C-Band und VV, was der operationell verfügbaren ERS-1/2 bzw. RADARSAT-Konfiguration entspricht, den niedrigsten Zusammenhang liefert. Hierbei ist zu festzustellen, daß die Bodenrauigkeit zwar sehr gering war (stark verschlammte Oberflächen), jedoch spärliche Vegetation teilweise auf den Flächen vorhanden war und die Rückstreuung beeinflusste. Bei höherer Bodenrauigkeit ist mit einem noch stärkeren Störeffekt in dieser Wellenlänge und Polarisation zu rechnen.

#### 4.1.1.2 Zusammenfassung der multiplen Regression auf der Basis von Meßpunkten

In der Analyse für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm werden die Kanäle PHH, LHH und PVH nacheinander in die Analyse einbezogen. Insgesamt werden ein multiples R von 0.71, ein  $R^2$  von 0.51, ein angepaßtes  $R^2$  von 0.49 und ein Standardfehler von 1.13 erreicht. Die Interpretation der Trennungsgüte soll anhand von Tab. 4-11 verdeutlicht werden.

In der Analyse für den gravimetrischen Wassergehalt 2-6 cm wird der Radarparameter CVV als einziger in die Analyse einbezogen. Das multiple R beträgt 0.44,  $R^2$  ist 0.20, das angepaßte  $R^2$  ist 0.18 und ein Standardfehler von 3.28 wird erreicht. Auch durch die Zusammenlegung der gravimetrischen Bodenwassergehalt über 0 - 6 cm wird keine bessere Erklärung erzielt. R ist 0.37 und der Standardfehler liegt bei 1.90. Für den volumetrischen Bodenwassergehalt 2-6 cm werden LHH, LVH und CVV in die Analyse aufgenommen, bevor der PIN von 0.05 erreicht wird. R beträgt 0.49, das angepaßte  $R^2$  ist 0.21 und ein der Standardfehler erreicht 4.3. Die Lagerungsdichte wird im Kanal LVV am besten erklärt: das multiple R ist 0.32, das angepaßte  $R^2$  0.089 und der Standardfehler beträgt 0.16.

**Tab. 4-11: Ergebnisse der schrittweisen multiplen Regressionsanalyse mit Meßpunktdaten.**

Parameter	Kanal	B	Se B	Beta	T	Sig T
%Grav 0-2 cm	PVV	-0.11	0.04	-0.24	-2.60	0.0118
	LHH	0.58	0.09	0.82	6.29	0.0
	LVV	-0.21	0.09	-0.30	-2.35	0.0223
	Konstante:	10.34	2.23		4.637	0.0
%Grav > 2-6 cm	CVV	-0.97	0.25	-0.44	-3.88	0.0
	Konstante:	0.45	4.56		0.09	0.9216
%Grav 0-6 cm	LHH	0.32	0.14	0.36	2.37	0.02
	CVV	-0.56	0.18	-0.47	-3.13	0.0
	Konstante:	9.17	2.92		3.15	0.0026
%Vol > 2-6 cm	LHH	1.72	0.49	0.88	3.53	0.0008
	LVH	-0.98	0.41	-0.55	-2.39	0.0201
	CVV	1.52	0.41	-0.53	-3.74	0.0004
	Konstante:	2.92	6.86		0.426	0.672
Lagerungsdichte 0-2 cm	LVV	0.023	0.01	0.32	2.67	0.0096
	Konstante:	1.79	0.23		7.84	0.0

Kanal: Radarkanal, B: Streuung zwischen den Klassen, Se B: Standardfehler für B, beta: standardisierte Regressionskoeffizient, T: Wert des T-Test, Sig T: signifikanter T-Wert

Das beste Ergebnis wird für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm Profiltiefe erzielt, was die Hypothese unterstützt, daß die Mikrowellen nur sehr wenig in den Boden eindringen. Auffällig ist auch, daß hier die langen Wellenlängen (P-Band mit ca. 75 und L-Band mit ca. 21 cm) am meisten zur Erklärung beitragen.

In Konsequenz der schlechten Ergebnisse wird eine weitere Analyse der Zusammengehörigkeit auf der Basis größerer Integrationsflächen (Kap. 4.1.2), in diesem Fall von Ackerflächen durchgeführt. Hierzu werden Ackerflächen herangezogen, da sie aus den unentzerrten und damit unverfälschten Bilddaten visuell einfach zu extrahieren sind und die Oberflächenrauigkeit innerhalb einer Fläche aufgrund der Bearbeitung als relativ homogen angesehen werden kann.

#### **4.1.2 Regressionsanalysen auf der Basis von Ackerflächen**

Da die Regressionen auf der Basis von Meßpunktumgebungen zu unbefriedigenden Ergebnissen geführt haben, werden nun größere Integrationsflächen, nämlich Ackerflächen gewählt. Hierdurch wird die Varianz der Bilddaten verringert, also der *Speckle*-Effekt reduziert. Diese Art der räumlichen Integration wird von vielen Arbeitsgruppen verfolgt (z.B. ENGMAN 1986, LETOAN ET AL. 1991, ROMBACH & MAUSER 1996). Andere räumliche Integrationsverfahren werden z.B. von VON PONCET et al. 1995 diskutiert, indem Pedohydrotope herangezogen werden. Die Ausgrenzung der Pedohydrotope ist jedoch hier nicht möglich gewesen, da die hierzu nötigen Flächendaten (DGM, Substratkarte und umfangreiche Messungen) nicht zur Verfügung standen.

##### **4.1.2.1 Schrittweise lineare und multiple lineare Regressionsanalyse**

Die Regression zwischen den je einem Radarparameter, der durch die Frequenz und Polarisation bestimmt wird (PHH, PVV, PVH, LHH, LVV, LVH, CHH, CVV und CVH) und je einem gemessenen Referenzdatum Bodenwassergehalt oder Lagerungsdichte sind in Tab. 4-12 zusammengestellt. Die je 3 Meßwerte des Bodenwassergehalts und der Lagerungsdichte von 3 Meßpunkten je Ackerfläche wurden über die Ackerfläche gemittelt.

**Tab. 4-12: Ergebnisse der einfachen linearen Regression zwischen den Radarparametern und den Referenzdaten. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.**

	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>	<b>R</b>
	<b>PHH</b>	<b>PVV</b>	<b>PVH</b>	<b>LHH</b>	<b>LVV</b>	<b>LVH</b>	<b>CHH</b>	<b>CVV</b>	<b>CVH</b>
%Grav 0-2cm	0.05	0.16	0.08	0.47	0.29	0.14	0.57	0.50	0.53
%Grav > 2-6cm	0.61	0.62	0.34	0.08	0.30	0.08	0.41	0.53	0.40
%Vol > 2-6cm	0.54	0.48	0.26	0.28	0.54	0.0	0.08	0.27	0.15
LD 2-6cm	0.08	0.07	0.31	0.38	0.31	0.56	0.58	0.71	0.48

Die Regressionsergebnisse für den Parameter gravimetrischer Bodenwassergehalt 0-2 cm sind nur im C-Band erwähnenswert, jedoch ist der Korrelationskoeffizient mit 0.50 bis 0.57 noch sehr niedrig. Für den gravimetrischen Bodenwassergehalt >2-6 cm werden in den gleichpolarisierten P-Band Kanälen die besten Ergebnisse mit  $r = 0.61$  erzielt. Für den volumetrischen Bodenwassergehalt >2-6 cm (Stechzylinderproben und TDR-Messungen) konnten nur im P-Band HH und L-Band VV Koeffizienten von 0.54 erreicht werden. Dies ist immer noch zu wenig, um gesicherte Aussagen treffen zu können. Die Ergebnisse für die Regression mit der Lagerungsdichte sind bis auf die Kreuzpolarisation im L-Band ( $r = 0.56$ ) und die beiden gleichpolarisierten C-Band-Kanäle ( $r = 0.58$  und  $0.71$ ) schlecht verlaufen.

Schließlich wird untersucht, ob sich die Regressionsergebnisse verbessern lassen, wenn mehrere Radarkanäle als erklärende Variable in die Regression eingehen. Die Ergebnisse der multiplen Regression mit oben genannten Referenzdaten und den 9 Radarkanälen wird in Tab. 4-13 verdeutlicht.

**Tab. 4-13: Ergebnisse der multiplen Regression zwischen 9 Radarkanälen (je 22 Beobachtungen auf der Basis von Feldmittelwerten) und den Referenzdaten.**

Kanalauswahl	Parameterauswahl	R	R <sup>2</sup>	F
alle Kanäle	%Grav 0-2	0.84*	0.71	3.21
	%Grav >2-6	0.79*	0.62	2.15
	%Grav 0-6	0.91*	0.83	6.86
	%Vol >2-6	0.83*	0.68	2.86
	L.dichte 2-6	0.99*	0.98	0
alle P-Band	%Grav 0-2	0.47*	0.22	1.71
	%Grav >2-6	0.63*	0.39	3.91
	%Grav 0-6	0.60*	0.36	3.36
	%Vol >2-6	0.61*	0.38	3.61
	L.dichte 2-6	0.75*	0.56	2.52
alle L-Band	%Grav 0-2	0.49*	0.24	1.90
	%Grav >2-6	0.45*	0.20	1.50
	%Grav 0-6	0.77*	0.59	9.04
	%Vol >2-6	0.74*	0.55	7.21
	L.dichte 2-6	0.77*	0.59	2.87
alle C-Band	%Grav 0-2	0.58*	0.33	3.01
	%Grav >2-6	0.56*	0.31	2.71
	%Grav 0-6	0.49*	0.24	1.95
	%Vol >2-6	0.55*	0.30	2.63
	L.dichte 2-6	0.82*	0.67	4.20
alle HH	%Grav 0-2	0.58*	0.34	3.08
	%Grav >2-6	0.73*	0.53	6.78
	%Grav 0-6	0.68*	0.46	5.03
	%Vol >2-6	0.59*	0.35	3.19
	L.dichte 2-6	0.71*	0.50	2.03
alle vv	%Grav 0-2	0.54*	0.29	2.43
	%Grav >2-6	0.75*	0.57	7.87
	%Grav 0-6	0.68*	0.46	5.26
	%Vol >2-6	0.71*	0.51	6.12
	L.dichte 2-6	0.72*	0.52	2.20
alle HH und vv	%Grav 0-2	0.59*	0.35	1.36
	%Grav >2-6	0.78*	0.61	3.89
	%Grav 0-6	0.72*	0.52	2.72
	%Vol >2-6	0.77*	0.59	3.66
	L.dichte 2-6	0.85*	0.72	1.40
alle P und L HH und vv	%Grav 0-2	0.51*	0.26	1.49
	%Grav >2-6	0.68*	0.46	3.66
	%Grav 0-6	0.68*	0.46	3.70
	%Vol >2-6	0.74*	0.55	5.12
	L.dichte 2-6	0.78*	0.61	1.95

R: multipler Korrelationskoeffizient, R<sup>2</sup>: Bestimmtheitsmaß, L.dichte: Lagerungsdichte, F: Prüfgröße, \*: Ergebnis wird verworfen, •: F-Test verlief positiv.

Der gravimetrische Bodenwassergehalt in 0-6 cm bzw. in 0-2 cm wird bei Verwendung aller Radarkanäle am besten erklärt ( $r=0.91$  bzw.  $r=0.84$ ). Weder eine gezielte Frequenzauswahl noch eine gezielte Polarisationsauswahl führt zu besseren Ergebnissen. In der Tiefe von 2-6 cm wird der gravimetrische Wassergehalt besser erfaßt, wenn nur mit Gleichpolarisationen gerechnet wird. Außerdem führt die Verwendung von P-Band zu besseren Ergebnissen. Der volumetrische Wassergehalt wird bei Berücksichtigung aller Radarkanäle mit  $r=0.83$  am besten beschrieben, jedoch ist der Standardfehler mit ca. 3 am höchsten.

Aus diesen Regressionsergebnissen soll nun die Übertragbarkeit auf die Bilddaten ermittelt werden. Dazu werden die Parameter der Regressionsgeraden mit den  $\sigma^\circ$ -Werten der Bilddaten (16-bit Daten umgerechnet mit  $\sigma^\circ [\text{dB}] = 10 * \log_{10}(\text{Intensität})$ ). Die so berechneten Bodenwassergehalte können nun zu Klassen zusammengefaßt werden und nach der Maskierung von Wäldern, Bebauten Gebieten und Seen und aller stark streuenden Ziele als thematische Karte dargestellt werden. Die Maske wurde mit Hilfe der Hauptkomponententransformation der neuen Radarkanäle erzeugt, indem die erste Hauptkomponenten an der Stelle 132 in die Werte null bzw. eins umgerechnet.

Werden die ermittelten Parameter für die Regressionsgeraden zwischen der Rückstreuung im C-, L- und P-Band (HH und VV) und den gemessenen Bodenparametern auf das 16-bit Bild der Rückstreuungskoeffizienten angewendet, so zeigt sich die schlechte Übertragbarkeit der Regressionsfunktion auf die Bilddaten (Tab. 4-14). Die C-Band Kanäle wurden weggelassen, da sie die Analyse nicht verbessern.



**Tab. 4-14: Skalierungsergebnisse der Anwendung von Regressionsfunktionen auf den AIRSAR-Datensatz als Gesamtszene. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.**

<b>gemessener Parameter</b>	<b>Gleichpolarisierte Radardaten</b>	<b>Minimum [%Vol]</b>	<b>Maximum [%Vol]</b>
% Grav 0-2	L HHVV	0.34	20.25
	P HHVV	-0.74	7.80
% Grav >2-6	L HHVV	5.89	41.33
	P HHVV	15.25	41.83
% Grav 0-6	L HHVV	7.33	21.69
	P HHVV	8.72	22.74
% Vol >2-6	L HHVV	2.10	72.02
	P HHVV	16.77	49.20
Lagerungsdichte >2-6	L HHVV	-0.48	1.42
	P HHVV	-	-

Schon der Vergleich der Minimum/Maximum-Skalierung in Volumenprozent für den Bodenwassergehalt bzw. [g/g] für die Lagerungsdichte für den gesamten Datensatz (mit Wald, bebauten Gebieten und Gewässer) zeigt die Diskrepanz zwischen der Ableitung aus P-Band bzw. L-Band Daten (Tab. 4-14). Für den Wassergehalt in Gewichtsprozent in 0-2 cm u.Fl. wird im L-Band ein Variationsbereich von 20% und im P-Band von nur 7% ermittelt. Die gemessenen Wassergehalte lagen zwischen 0.03 und 0.067 g/g. Der gravimetrische Wassergehalt in > 2-6 cm u.Fl. erhält bei Verwendung der L-Band Daten oder P-Band-Daten das gleiche Maximum, jedoch ist der Bereich im P-Band um 10 % Grav geringer. Der Wassergehalt in Volumenprozent > 2-6 cm u.Fl wird im L-Band über eine größere Spanne verteilt (0.70 g/g), während im P-Band die Variationsbreite bei 0.33 g/g liegt. Für die gemittelte Meßtiefe von 0-6 cm ist der mittlere Unterschied im P- oder L-Band am geringsten. Die Lagerungsdichte wird hier nur im L-Band berechnet mit einer Variationsbreite von 1.42. Im P-Band sind die Regressionsergebnisse zu schlecht, um weiter verwendet zu werden, was auch die Regionalisierungsversuche durch Anwendung der Regressionsmodelle auf die Bilddaten in der Fläche zeigen.

#### **4.1.2.2 Überprüfung der Ergebnisse 0-2 cm und 2-6 cm Meßtiefe**

Die Ergebnisse werden zunächst visuell verglichen und auf Plausibilität geprüft. Die Zuordnungsgüte der Wassergehalte zu den Testflächen wird untersucht, indem die Flächen aus den Ergebnisbildern herausgesucht werden, über die berechneten Wassergehalte

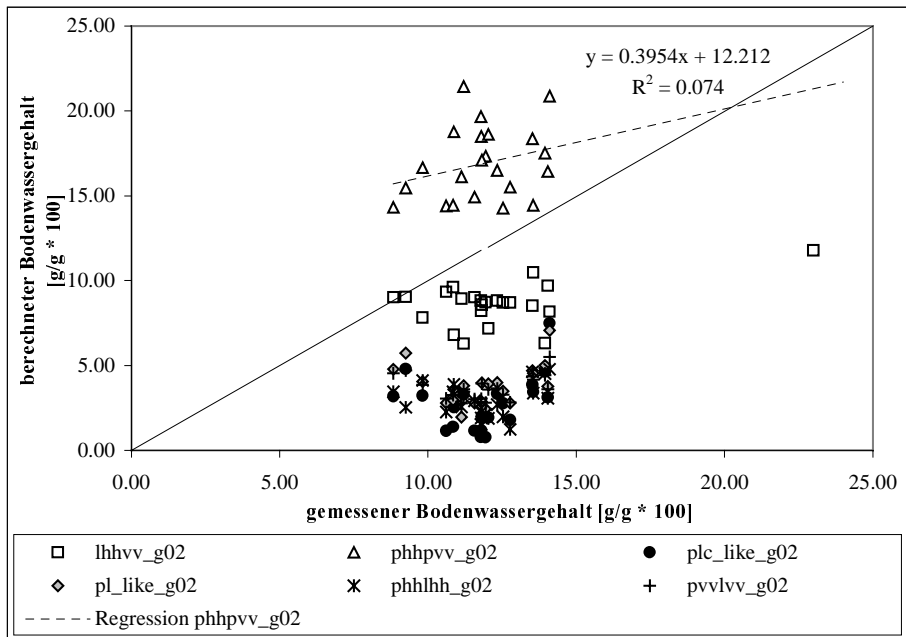
gemittelt wird und diese Mittelwerte mit den gemessenen Wassergehalten verglichen werden.

Bei der Verwendung von P-Band in Gleichpolarisation HH und VV (Abb. 4-4 im Anhang) wird der gravimetrische Bodenwassergehalt in der Tiefe 0-2cm deutlich überschätzt, wobei zwar die Tendenz richtig wiedergegeben wird, indem anmoorige Bereiche deutlich nasser berechnet werden als auf den mineralischen Standorten. Diese Überschätzung zeigt sich auch in Abb. 4-13, in der die modellierten Bodenwassergehalte mit 0.05-0.10 g/g. Abweichung deutlich über der 1:1-Linie liegen. Werden die Berechnungen für die Tiefe 2-6 cm verglichen (Abb. 4-5 im Anhang), so schneidet die Variante des volumetrischen Bodenwassergehalts um eine jeweils Klasse nasser ab als der gravimetrische Bodenwassergehalt. Auch im Flächenmittelwertvergleich zwischen den Modellergebnissen und der Messung zeigen sich hohe Überschätzungen und die Tatsache, daß der modellierte Bodenwassergehalt die gemessene Variationsbreite nicht wiedergibt (Abb. 4-12 und Abb. 4-13).

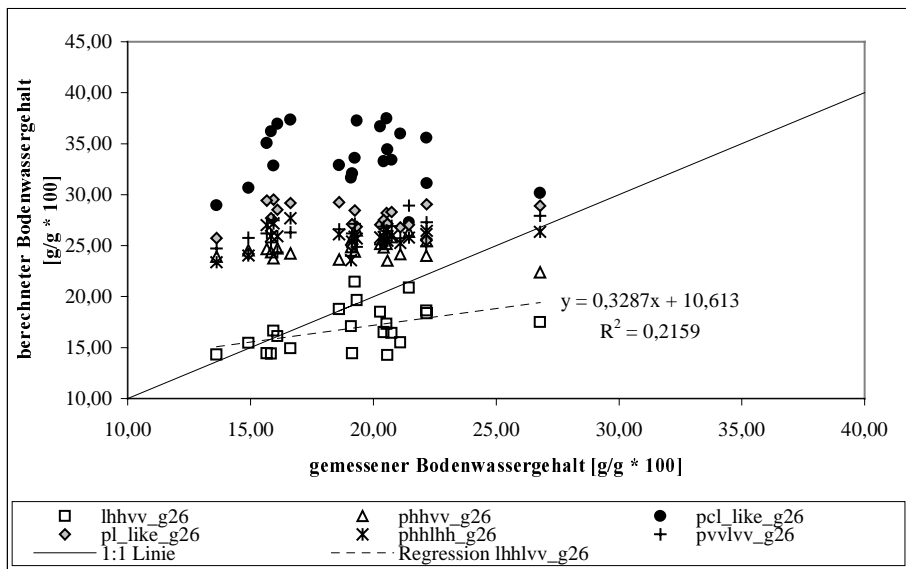
Im L-Band in Gleichpolarisation HH und VV (Abb. 4-5 im Anhang) wird der gravimetrische Bodenwassergehalt in 0-2 cm Tiefe deutlich trockener geschätzt. Die Verteilung der nasserer Gebiete bleibt erhalten. In der Meßtiefe 2-6 cm fallen die Ergebnisse für den gravimetrischen und den volumetrischen Bodenwassergehalt beide sehr viel nasser aus. Vergleicht man die Ergebnisse anhand der Referenzflächen (Abb. 4-11 und Abb. 4-12), so liegen die modellierten gravimetrischen Bodenwassergehalte in 2-6 cm der 1:1 Linie am nächsten. Auch die Ergebnisse für den volumetrischen Bodenwassergehalt in 2-6 cm weichen nur gering von den gemessenen Werten ab. Besonders auffällig sind auch die Bereiche mit  $> 0.36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  in den walddnahen Flächen.

Werden 2 Frequenzen mit je einer Polarisation in die Berechnung des Bodenwassergehalts in die zwei Tiefen einbezogen (P und L-Band jeweils in HH oder VV, Abb. 4-6 und Abb. 4-7 im Anhang), so zeigen sich in der Meßtiefe 0-2 cm sehr trockene Ergebnisse während die Ergebnisse für die Meßtiefe 2-6 cm zwischen dem gravimetrischen und dem volumetrischen Bodenwassergehalt wieder stark differieren. Die Vergleiche mit Referenzflächenmittelwerten (Abb. 4-10, 4-11 und 4-12) zeigen eine deutliche Unterschätzung in 0-2 cm und eine deutliche Überschätzung in der Meßtiefe 2-6 cm. Auch hier läßt sich ein eindeutiges Regressionsmodell ableiten, daß eine deutliche Abhängigkeit erklärt.

Schließlich werden noch umfangreichere Datensätze, die zwei bis drei Frequenzen sowie die Gleichpolarisationen einschließen, untersucht (Abb. 4-8 und Abb. 4-9 im Anhang). Die Unterschiede zwischen der Kombination P- und L- Band sowie P-, L- und C- Band sind nicht sehr groß. Werden jedoch die Streuungsdiagramme in Abb. 4-10, 4-11, und 4-12 hinsichtlich dieser Datensätze betrachtet, so zeigt sich eine Verschlechterung, P-Band bzw. auch noch C-Band in die Analyse einfließen.



**Abb. 4-10: Ergebnisse der Regressionsanalysen in Anwendung auf die Bilddaten. Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 0-2 cm.**



**Abb. 4-11: Ergebnisse der Regressionsanalysen in Anwendung auf die Bilddaten. Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 2-6 cm.**

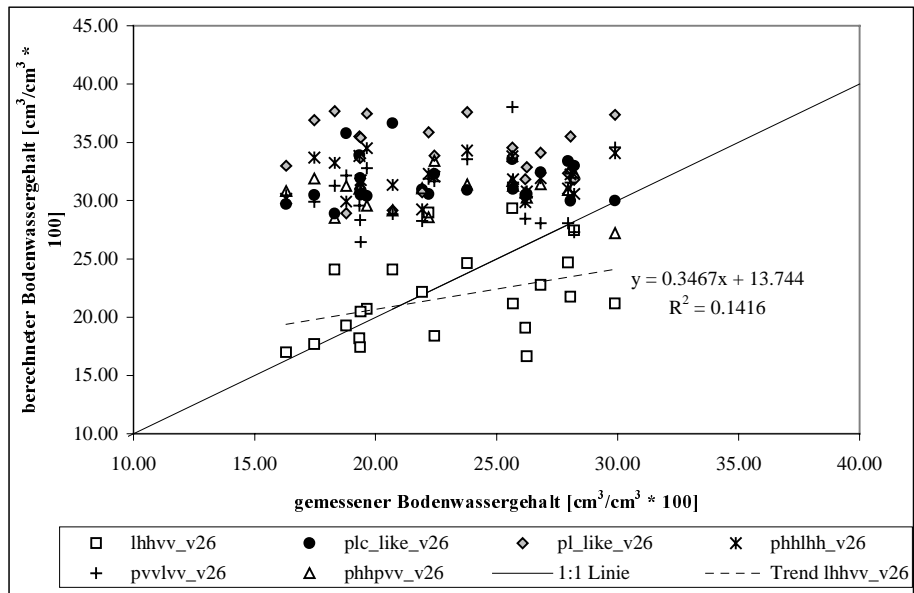


Abb. 4-12: Ergebnisse der Regressionsanalysen in Anwendung auf die Bilddaten. Ackerflächenmittelwerte des volumetrischen Bodenwassergehalts in 2-6 cm.

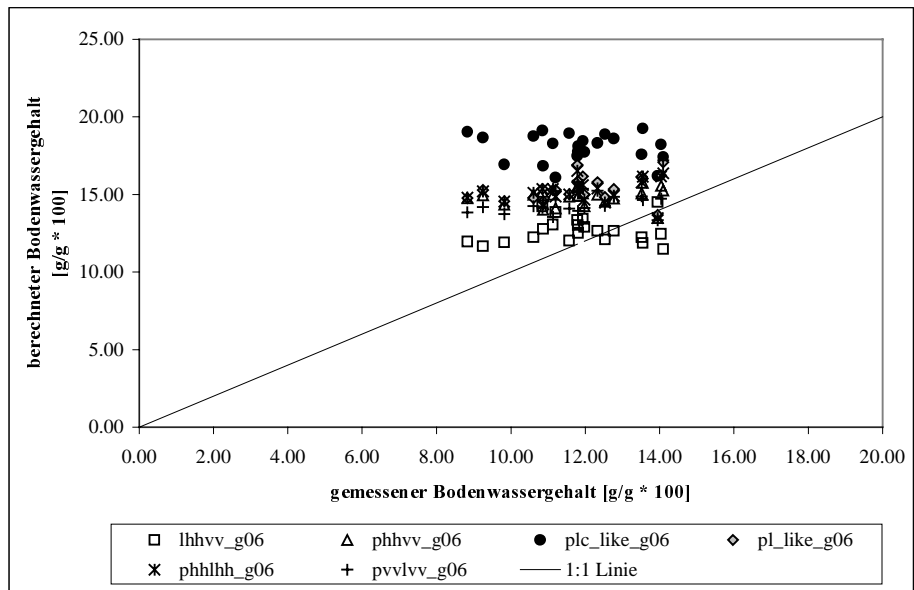


Abb. 4-13: Ergebnisse der Regressionsanalysen in Anwendung auf die Bilddaten. Ackerflächenmittelwerte des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 0-6 cm.

#### **4.1.2.3 Überprüfung der Ergebnisse für Meßtiefe 0-6cm**

Als letzter Ansatz wurde noch der gemessene mittlere ackerflächenbezogene Bodenwassergehalt in 0-6 cm Tiefe den Ergebnissen der Anwendung der Regressionsanalyse auf die Bilddaten in Abb. 4-13 gegenübergestellt. Auch hier zeigt sich die gleiche Tendenz: Die Radarkanalkombination L-Band HH und VV führt zu den besten Ergebnissen, während die Anwesenheit von P- und C-Band die Analysen verschlechtert. Zusammenfassend kann also festgestellt werden, daß der Regionalisierungsansatz mit L-Band in HH und VV Polarisation zu den besten Ergebnissen führt, wenn die Mittelwerte von Ackerflächen verglichen werden.

#### **4.1.2.4 Vergleich mit Substratkarten**

Als weitere Überprüfung der Plausibilität können die Bodenschätzungskarte (Anteil der Korngrößen unter  $0.001 \mu\text{m}$ ) und die Bodenkundliche Standortkartierung 1: 25 000, Blatt L7932 Fürstfeldbruck, herangezogen werden, die digitalisiert vorlagen und flächenhaft mit den Modellierungsergebnissen verglichen werden konnten. Werden die Ergebnisse der Regression im L-Band HH und VV und der Bodenschätzungskarte hier exemplarisch analysiert, so zeigt sich die Übereinstimmung zwischen den als nasser modellierten Bereichen und den stärker tonigen Böden (60% gegenüber 15% Ton) nur in der Modellierung für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 2-6 und den volumetrischen Bodenwassergehalt in 2-6 cm unter Flur. In der Meßtiefe 0-2 cm wird dieser Wassergehaltsunterschied aufgrund des Substrates nicht erkannt. Der Unterschied zwischen den beiden Bodenlandschaften der stark skeletthaltigen Jungmoräne im südlichen Teil des Ausschnitts und der nördlich anschließenden Altmoräne des Loisach-Ammergletschers mit bindigeren Böden tritt nicht hervor. Die Beeinflussung der Rückstreuung und damit auch der Regressionsmodellierung aufgrund der Ackernutzung tritt in vielen Bildbereichen noch stark hervor. Nutzungsgrenzen zwischen Arten mit hohem Bedeckungsgrad sind als nassere Bereiche mit streifenförmiger Abgrenzung noch erkennbar. D.h. der Effekt der Vegetation auf die Rückstreuung ist noch erkennbar.

Wird davon ausgegangen, daß die Kreuzpolarisationen aufgrund der berichteten Kalibrationsprobleme fehlerbehaftet sind, so sind die L-Band-Daten den P-Band-Daten und den C-Band-Daten bei der Verwendung nur einer Frequenz hinsichtlich ihrer Genauigkeit in der flächendeckenden Bestimmung des Bodenwassergehalt überlegen.

## **4.2 Zusammenfassung der Analysen flugzeuggetragener polarimetrischer Systeme**

Die Analyse des flugzeuggetragenen polarimetrischen Daten gliederte sich in 2 Verfahren: 1. Die Untersuchung von Rückstreuungskoeffizienten und Referenzmessungen des Bodenwassergehalts aus Meßpunktumgebungen mit möglichst wenig Pixeln. 2. Die Untersuchung von Rückstreuungskoeffizienten und Referenzmessungen des Bodenwassergehalts von Mittelwerten ganzer Ackerflächen.

### **4.2.1 Diskussion der Ergebnisse am Meßpunkt**

Die Regressionsanalysen mit einzelnen Radarkanälen ergaben den höchsten Zusammenhang im L-Band vv. Insgesamt verliefen die Regressionsanalysen sehr schlecht. Bei Hinzunahme eines zweiten Parameters, nämlich der Lagerungsdichte wurden die besten Ergebnisse im L-Band, ungeachtet der Polarisation erzielt. Diese Ergebnisse sind jedoch nicht verlässlich, weil nur eine geringe Anzahl von Daten für die Kombination Lagerungsdichte und Bodenwassergehalt zur Verfügung stand. Wurde die Anzahl der Radarkanäle erhöht, um mehr erklärende Variablen für den Bodenwassergehalt zu erhalten, so ergaben sich wiederum viele verwertbare Analysen. Nur im L-Band mit den beiden Gleichpolarisationen wurden gute Ergebnisse erzielt. Die schrittweise Regressionsanalyse zeigte den überwiegenden Einfluß des L-Band.

### **4.2.2 Diskussion der Ergebnisse über Ackerflächen**

Durch die Vergrößerung der Integrationsflächen wird die Regressionsergebnisse nicht verbessert. Die multiplen Analysen verlaufen deutlich besser, wenn alle Kanäle verwendet werden. Für den Bodenwassergehalt in der Tiefe 2-6 cm werden bessere Ergebnisse erzielt als in 0-2 cm Tiefe. Durch die Integration über Ackerflächen wird der *Speckle*-Effekt unterdrückt. Die Varianz der Daten wird herabgesetzt. Damit bieten sich die auf dieser Basis abgeleiteten Regressionsmodelle sich eine Übertragung auf die Bilddatensätze an. In den Gleichpolarisationen des L-Band werden jeweils die besten Ergebnisse erzielt. Die modellierten und die gemessenen Bodenwassergehalte liegen dicht an der 1:1-Linie. Dies gilt für alle Beprobungstiefen. Der lokal gültige und aus Referenzmessungen ableitbare Regressionsansatz liefert also hinreichend genaue Ergebnisse. Er ist zur Regionalisierung des Bodenwassergehalts einsetzbar, wenn genügend Referenzmessungen zur Verfügung stehen.

### **4.2.3 Möglichkeiten für weitere Untersuchungen**

Da die Experimentbedingungen nicht optimal waren und die Fernerkundungsdaten Kalibrierungsfehler beinhalteten, soll in weiteren Untersuchungen mit ähnlichen Systeme die Regionalisierungsmethode weitergeführt werden. Ziel soll es sein einen regional übertragbaren und nicht unbedingt durch zahlreiche Referenzmessungen gestützten Ansatz zu finden. Hierzu boten sich die Daten des shuttle-getragenen SIR-C/X-SAR Systems an (Kapitel 5 und 6).



## 5 Untersuchungen von Shuttle-SAR-Daten im Hinblick auf den Bodenwassergehalt und die Oberflächenrauigkeit

Im Rahmen des SIR-C/X-SAR-Experiments wurden im Gebiet Rügen, Mecklenburg-Vorpommern, jeweils zeitgleich mit den Shuttle-Überflügen umfangreiche Meßkampagnen durchgeführt. Abb. 5-1 zeigt die Lage der untersuchten Testflächen. Da zum Planungszeitpunkt die genaue Überdeckung des Untersuchungsgebietes und die Charakteristika der zu erwartenden Daten noch nicht feststand, wurde die Beprobung möglichst häufig und intensiv durchgeführt. Im Oktober wurden die Flächen Teschenhagen (TE), Gütlin Flugplatz (GF), Gütlin West (GW), Kluis Nord (KLN), Kluis Süd (KLS), Venz (VZ), Veikvitz (VEI), Ramitz (RA), Willihof (WI) und Moor Gagern (MO) hinsichtlich des Bodenwassergehalts untersucht (Kap. 3).

Für die weitere Verarbeitung und die Einbeziehung in Radarrückstreuungsmodelle bzw. Inversionsmodelle werden jedoch nur die Standardabweichung der Höhen und die Autokorrelationslängen benötigt. Sie werden zusammen mit der Wellenzahl in die Beschreibung bzw. Modellierung der rauhen Oberfläche einbezogen.

### 5.1 Datenaufbereitung

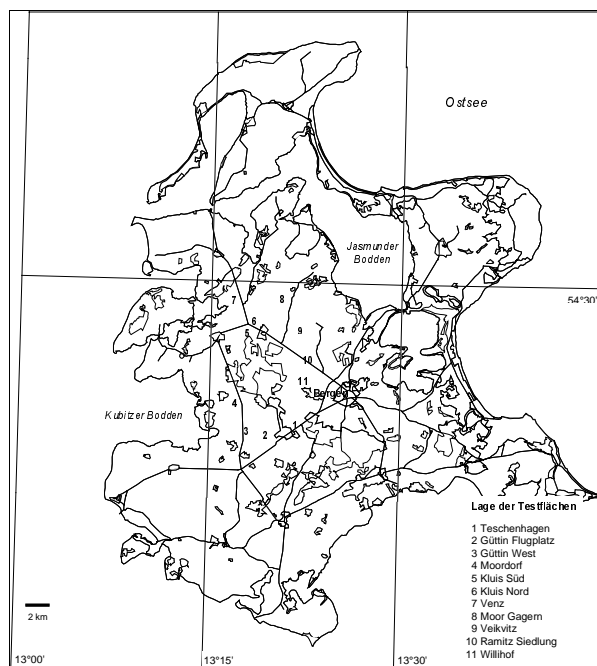
Um den Zusammenhang zwischen der Radarrückstreuung ( $\sigma^0$  in dB) und dem volumetrischen Bodenwassergehalt in der Fläche untersuchen und visualisieren zu können, mußten Bildprodukte aus SLC, MLC und MLD Produkten hergestellt werden. Auf den gelieferten EXABYTE-Bändern liegen die Radardaten in Form von Stokes-Matrizen mit 10-byte Kodierung im CEOS-Format vor. Diese Datensätze müssen mit einer vom JPL zur Verfügung gestellten Software (CEOS SOFTWARE) in ASCII-Dateien dekomprimiert werden (DCOMP) und in Streuungsmatrizen und/oder in ein hier als 8-bit Datensatz vorgesehenes Byte-Bild (BYTEIMAGE SOFTWARE) konvertiert werden. Der dabei ausgegebene Skalierungsfaktor ( $z$ ) ermöglicht die Rückrechnung in die zurückgestreute Amplitude, die in Sigma-0 [dB] nach  $\sigma^0 = 10 \cdot \log_{10} (DN / z)^2$  umgerechnet werden kann, wobei DN die *digital number* also der Grauwert im Bild und  $z$  ein Skalierungsfaktor ist. Die Zweierpotenz der Amplituden werden als Intensitäten bezeichnet.

Die Testflächen werden auf dem Bildschirm im Kartenvergleich selektiert und die ska-

lierten Amplituden (DN) ausgelesen. Die Größe der Skalierungsfaktoren liegt für das SLC-Produkt DT112.2 für HH-Polarisation bei 1046.686, für VV bei 801.553, VH mit 2031.12 und HV bei 2167.057. Das liegt daran, daß die BYTEIMAGE-Software eine optimale Skalierung für eine kontrastreiche 8-bit-Darstellung berechnet (Skalierung um einen Mittelwert von 127). Für das MLC-Produkt vom gleichen Datensatz sind die Kreuzpolarisationen identisch skaliert (2843.38), da sie sich in ihren Amplituden nach dem *Multilooking*-Prozeß nicht mehr unterscheiden. Die Größenordnung der mittleren Rückstreuung der Testflächen kann Tab. 5-1 entnommen werden.

**Tab. 5-1: Skalierungsergebnisse der Anwendung von Regressionsfunktionen auf den AIRSAR-Datensatz als Gesamtszene. Kampagne 1991 im Gebiet Gilching/Alling.**

Referenzfläche	$\sigma_{hh}^o$	$\sigma_{vv}^o$	$\sigma_{hv}^o$
KLN	-22.148	-20.853	-25.847
KLS	-18.332	-16.831	-29.149
VE	-19.176	-17.121	-27.305
MO	-16.594	-16.772	-23.631
VEI	-23.138	-19.238	-28.173
RA	-15.561	-14.035	-21.198



**Abb. 5-1: Lage der Testflächen. SIR-C/X-SAR Kampagne im Gebiet Insel Rügen.**

Entsprechend der Rückstreuungstheorie liegen die Rückstreuungen im VV über denen des HH und HV. Die höchste Rückstreuung ist auf der rauhesten Fläche RA zu verzeichnen, auf der Rapsstoppeln standen. Die anschließende statistische Untersuchung des Datenmaterial gibt weitere Aufschlüsse über die Verwendbarkeit der Daten.

## **5.2 Statistische Analysen der Bilddaten auf der Basis von Ackerflächen im Gebiet Rügen**

Zunächst wird die Stärke des Zusammenhangs zwischen der Rückstreuung und den drei häufigsten Bodenparametern untersucht. Mit dem F-Test wird die Verlässlichkeit des Regressionsergebnisses überprüft (Tab. 5-2). F muß kleiner sein als  $F_{krit}$ , der aus einer F-Verteilungstabelle (hier 0.95 Signifikanzniveau) entnommen werden kann.

Die Ergebnisse für den Bodenwassergehalt und die Autokorrelationslänge bei Verwendung nur einer Polarisation sind schlecht mit  $R^2 < 0.45$  (Tab. 5-2). Dies kann an den auch in anderen Veröffentlichungen oft verwendeten Feldmittelwerte liegen, die hier nicht repräsentativ für den Bodenwassergehalt der heterogenen Substrate im Untersuchungsgebiet sind. Nur die Verwendung beider Gleichpolarisationen vergrößert R für den Bodenwassergehalt und die Standardabweichung der Höhen. Wenn alle Polarisationen in die Analyse einbezogen werden verbessern sich die Ergebnisse nicht. Dies kann aufgrund der Kalibrierungsprobleme mit der Kreuzpolarisation der Fall sein. Wird der Bodenwassergehalt betrachtet, so wird die beste Erklärung gegeben, wenn die beiden Gleichpolarisationen HH und VV in die Analyse einbezogen werden: R ist nun 0.97 für den Bodenwassergehalt und 0.79 für Standardabweichung der Höhen. Diese Ergebnisse können jedoch nicht verallgemeinernd als Regionalisierungsansatz verwendet werden, aber sie sind eine wichtige Voraussetzung für die erfolgreiche Anwendung theoretischer Rückstreuungsmodelle und von Inversionsmodellen.

**Tab. 5-2: Regressionsergebnisse zwischen den Radarparametern und den Referenzmessungen auf der Basis der Ackerflächenmittelwerte. Insel Rügen 7.10.1994.**

Radarparameter	Referenzdatum	R <sup>2</sup>	R	DF	F	m <sub>n</sub>	m <sub>n-1</sub>	m <sub>n-2</sub>
σ <sup>°</sup> HH	m <sub>v</sub>	0.25	0.50	3	0.97	-0.12	-7.34	-
	s	0.63	0.79	3	5.04	0.95	-11.39	-
	l	0.42	0.89	3	2.18	0.75	-15.09	-
σ <sup>°</sup> VV	m <sub>v</sub>	0.05	0.22	3	0.15	-0.05	-7.89	-
	s	0.41	0.64	3	2.04	0.80	-10.37	-
	l	0.33	0.57	3	1.45	0.70	-13.00	-
σ <sup>°</sup> VH	m <sub>v</sub>	0.09	0.30	3	0.30	-0.09	-11.53	-
	s	0.53	0.73	3	3.36	1,15	-15.41	-
	l	0.76	0.60	3	1.68	0.92	-19.93	-
σ <sup>°</sup> HV	m <sub>v</sub>	0.11	0.33	3	0.36	-0.08	-12.05	-
	s	0.62	0.78	3	4.80	0.94	-15.26	-
	l	0.25	0.50	3	1.00	0.58	-17.79	-
σ <sup>°</sup> HH und vv	m <sub>v</sub>	0.97	0.99	2	34.48	11.58	-13.78	-
	s	0.79	0.89	2	3.65	-1.05	1.73	-
	l	0.45	0.67	2	0.81	-0.45	1.01	-
σ <sup>°</sup> VH und HV	m <sub>v</sub>	0.11	0.34	2	0.13	-2.69	1.02	-
	s	0.64	0.80	2	1.77	1.18	-0.42	-
	l	0.48	0.70	2	0.94	-1.29	1.35	-
σ <sup>°</sup> HH,VV,VH,HV	m <sub>v</sub>	0.45	0.67	1	0.21	35.02	-4.85	-13.46
	s	0.21	0.46	1	0.07	-0.69	-0.08	0.24
	l	0.99	0.99	1	20.10	-1.79	1.71	1.14

m<sub>v</sub>: volumetrischer Bodenwassergehalt, s: Standardabweichung der Höhen, l: Autokorrelationslänge, R<sup>2</sup>: Bestimmtheitsmaß, R: Korrelationskoeffizient, DF: Freiheitsgrade, F: F-Test, m<sub>n</sub>, m<sub>n-1</sub>, m<sub>n-2</sub>: Parameter der Geradengleichung.

Durch Analyse weiterer Referenzmessungen aus den Geländeuntersuchungen wird versucht, weitere Einflußgrößen auf die Rückstreuung zu finden. Dies sind der Sand- bzw. Tongehalt und die Lagerungsdichte. Die Ergebnisse für die Regressionen mit der Lagerungsdichte erreichen in allen Konfigurationen Zusammenhänge größer 60%. Beim Sand- bzw. Tongehalt schneidet nur die HH-Polarisation nicht so gut ab. Die Ergebnisse für alle vier Polarisationen sind sehr hoch mit 0.88 für die Lagerungsdichte und mit 0.98 für den Sand- bzw. Tongehalt sehr hoch. Dies führt zu der Annahme, daß auch andere Bodenparameter aus Radardaten abgeleitet werden können, wenn ähnliche Bedingungen angetroffen werden. Untersuchungen von DOBSON et al (1985) zeigten schon Ähnliches. Da der Bodenwassergehalt auch von der Korngrößenverteilung abhängig ist, ist der Effekt eines

starken Zusammenhangs zwischen Radarrückstreuung und substratbeschreibenden Größen nicht überraschend. Diese Untersuchungen sollen in dieser Arbeit jedoch nicht weitergeführt werden.

**Tab. 5-3: Regressionsergebnisse auf der Basis der Ackerflächenmittelwerte.  
Rügen 7.10. 94.**

Radardatumr	Parameter	R <sup>2</sup>	R	Df	F	m <sub>n</sub>	m <sub>n-1</sub>	m <sub>n-2</sub>	m <sub>n-3</sub>
σ <sup>o</sup> (HH)	LD [g/g]	0.63	0.79	3	5.04	-2.92	-5.93	-	-
	%S	0.35	0.59	3	1.61	-0.08	-4.66	-	-
	%T	0.47	0.68	3	2.63	0.16	-11.60	-	-
σ <sup>o</sup> (VV)	LD [g/g]	0.67	0.82	3	5.98	-2.47	-6.64	-	-
	%S	0.55	0.74	3	3.64	-0.09	-4.62	-	-
	%T	0.61	0.78	3	4.79	0.15	-11.60	-	-
σ <sup>o</sup> (VH)	LD [g/g]	0.87	0.93	3	20.04	-3.55	-5.57	-	-
	%S	0.61	0.78	3	4.69	-0.11	-3.26	-	-
	%T	0.74	0.86	3	8.49	0.21	-12.61	-	-
σ <sup>o</sup> (HV)	LD [g/g]	0.85	0.92	3	17.33	-2.78	-6.69	-	-
	%S	0.61	0.78	3	4.73	-0.09	-4.82	-	-
	%T	0.73	0.86	3	8.32	0.17	-12.22	-	-
σ <sup>o</sup> HH und VV	LD [g/g]	0.67	0.82	2	2.02	-0.22	-0.04	-1.27	-
	%S	0.68	0.83	2	2.13	-15.94	8.27	-15.51	-
	%T	0.66	0.81	2	1.90	7.10	-2.70	54.72	-
σ <sup>o</sup> VH und HV	LD [g/g]	0.87	0.93	2	6.79	-0.07	-0.19	-1.37	-
	%S	0.62	0.79	2	1.61	-3.66	-2.47	-2.11	-
	%T	0.74	0.86	2	2.91	1.89	1.99	50.93	-
σ <sup>o</sup> HH,VV,VH,VH	LD [g/g]	0.77	0.88	1	2.18	-0.13	0.26	-0.14	-0.25
	%S	0.97	0.98	1	7.31	-22.55	3.14	-3.80	7.15
	%T	0.95	0.99	1	5.28	10.39	-0.53	0.67	-2.84

mv: volumetrischer Bodenwassergehalt, s: Standardabweichung der Höhen,  
l: Autokorrelationslänge, R<sup>2</sup>: Bestimmtheitsmaß, R: Korrelationskoeffizient,  
Df: Freiheitsgrade, F: F-Test, mn, mn-1, mn-2: Parameter der Geradengleichung.

Da die Berechnung von Regressionsgeraden nur in bedingtem Maß für eine Regionalisierung geeignet ist, die Anzahl der Referenzdatensätze gering ist und sich die Methode in Kap. 4 nicht als erfolgversprechend erwies, werden erweiterte Methoden gesucht. Zunächst wird mit einem Rückstreuungsmodell das Verhalten der Rückstreuungskoeffizienten untersucht.

### 5.3 Anwendung von Rückstreuungsmodellen

Radarrückstreuungsmodelle geben einen ersten Überblick über das zu erwartende Verhalten der Testflächen. Ferner ist es denkbar, mit einem Rückstreuungsmodell einen erweiterten Datensatz aus Boden- und Radarparametern zu berechnen, um so lokal gültige Inversionsmodelle (z.B. mit Hilfe von multivariat statistischen Verfahren) zu erstellen. Eingabeparameter in das Rückstreuungsmodell sind der gemessene Bodenwassergehalt, die Oberflächenrauigkeit, die Korngrößenzusammensetzung und sonstige Oberflächencharakteristika, wie die Charakterisierung von Pflanzenbeständen, stehendem Wasser oder Schneebedeckung. Als Radarparameter gehen die Frequenz und der Einfallswinkel in die Modelle ein.

Im Rückstreuungsmodell MIMICS (ULABY et al. 1988) wird die bewachsene oder unbewachsene Oberfläche wahlweise mit den Modellen *Geometric Optics*, *Physical Optics*, *Small Perturbation* oder durch das empirische MIMICS-UMICH beschrieben. Die Validitätskriterien benötigen die Wellenzahl  $k = 2\pi/\lambda$  ( $\lambda$  ist die Wellenlänge), die Standardabweichung der Höhen ( $s$ , RMS height) und die Autokorrelationslänge ( $l$ ), die z.B. mit einem Laser gemessen werden können und die daraus berechnete Krümmung  $m$  (*Surface Slope*  $m = \sqrt{(2s/l)}$ ). Mehrere Untersuchungen haben gezeigt, daß die Modelle *Geometric Optics*, *Physical Optics* und *Small Perturbation* nicht die natürliche Oberflächenrauigkeit wiedergeben (ENGMAN 1992, BOURGEAUD & NOLL 1994). Empirische Modelle, die das Polarisationsverhältnis mit einbeziehen, arbeiten genauer. Die Validitätskriterien für die Modelle sind in Tab. 5-4 zusammengestellt.

**Tab. 5-4: Validitätskriterien für Oberflächenrückstreuungsmodelle.**

Modell	Kriterium
<i>Geometrical Optics</i>	$ks > 2, kl > 6$
<i>Physical Optics</i>	$kl > 6, m < 0.25$
<i>Small Perturbation</i>	$kl < 3, ks < 0.3, m < 0.3$
MIMICS-UMICH	$0.1 < ks < 0.6, 2.6 < kl < 19.7, 0.009 < m_v < 0.31$

k: Wellenzahl, m: schräge Oberflächen.

Für die Testflächen des Untersuchungsgebietes wurden die Validitätskriterien der 4 Modelle untersucht (Tab. 5-5). Daher können im L-Band das *Geometric Optics* und das *Physical Optics Model* hier nie angewendet werden. Für das *Small Perturbation Model*

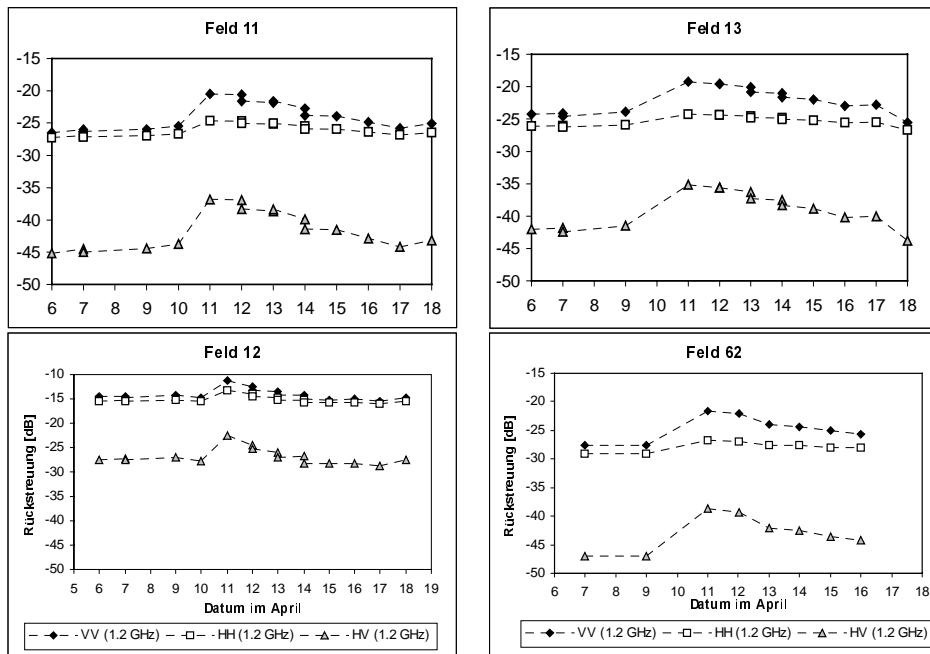
sind zwar die Kriterien für ks und kl erfüllt, jedoch ist der *surface slope* m zu groß, so daß auch das dritte Modell nicht oder nur auf einem Teil der Flächen angewendet werden kann. Für das MIMICS-UMICH-Modell ist das ks-Kriterium nur für die Fläche Ramitz nicht erfüllt, kl ist durchweg zu klein und das Kriterium für den Bodenwassergehalt wird nur für die Fläche im Moor Gagern nicht erfüllt. Trotzdem wird das MIMICS-UMICH-Modell hier angewendet, da es für ein breiteres Spektrum von Oberflächenkriterien entwickelt wurde.

**Tab. 5-5: Radiometrische Rauigkeit der Testflächen im L-Band.  
SIR-C/X-SAR Kampagne Insel Rügen vom 7.10.1994.**

<b>Testfläche</b>	<b>k·l</b>	<b>k·s</b>	<b>m</b>
Venz	1.81	0.32	0.59
Kluis Nord	2.11	0.46	0.66
Kluis Süd	1.61	0.43	0.73
Veikvitz	1.56	0.15	0.44
Moor Gagern	1.56	0.15	0.44
Ramitz	1.71	0.73	0.93
Teschenhagen	1.71	0.24	0.53
Güttin Flugplatz	1.56	0.42	0.73
Güttin West	1.61	0.31	0.62
Willihof	1.76	0.33	0.61

k: Wellenzahl 0.2515, m: schräge Oberfläche (*surface slope*),  
s: Standardabweichung der Höhen, l: Autokorrelationslänge.

Eine umfassendere Aussage läßt sich mit den mittlerweile allgemein auf einer CD-ROM verfügbaren Daten des Untersuchungsgebietes Washita, Oklahoma USA, treffen (vgl. Kap. 6). Die Auswirkung eines Abtrocknungszyklus auf die Rückstreuung, der im Untersuchungsgebiet Rügen nicht mit Fernerkundungsdaten beobachtet werden konnte, ist in Abb. 5-2 dargestellt. Wiederum liegt die Rückstreuung im HV über der im HH und VV. Der Anstieg der Rückstreuung um ca. 5 dB am 11. April geschah aufgrund des einsetzenden Niederschlags. Zusammen mit Abtrocknung der Flächen nimmt auch die Rückstreuung ab und erreicht wieder die Höhe wie vor dem Niederschlagsereignis. Deutlich wird auch die unterschiedliche Charakteristik der Flächen, die auch durch die andersartige Nutzung bedingt sein kann. Feld 11 war mit Alfalfa bestanden, Feld 12 war unbewachsen, Feld 13 war unter Winterweizennutzung und Feld 62 als Wiese genutzt. Bei den bewachsenen Flächen fällt die sehr niedrige Rückstreuung im HV auf.



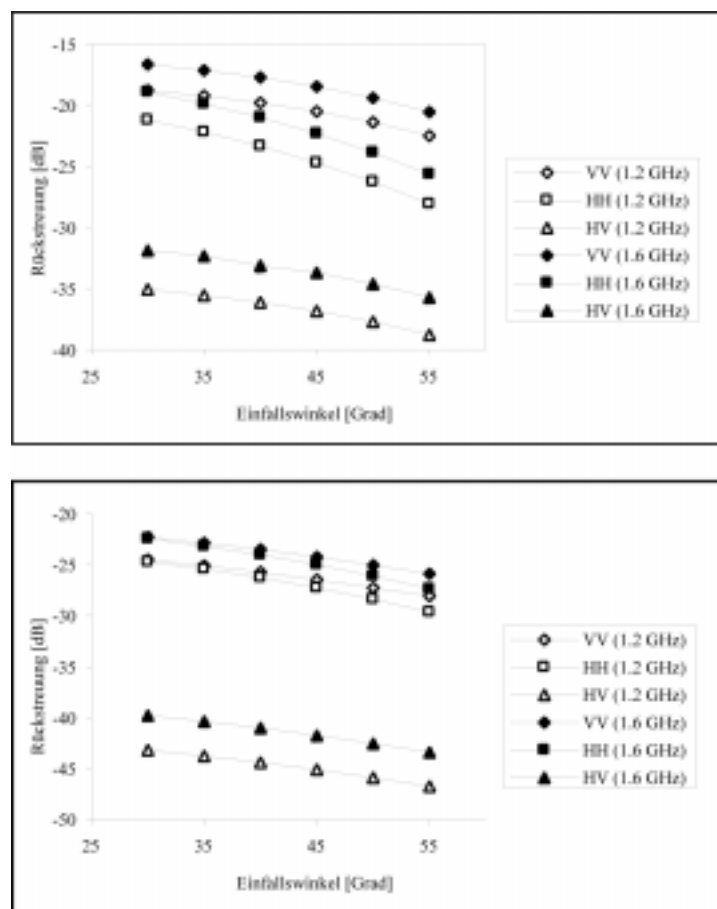
**Abb. 5-2: Zeitliche Dynamik der Rückstreuung im L-Band (1.2 GHz) und 45° Einfallswinkel während eines Abtrocknungszyklus. MIMICS-UMICH Modellierung. Gebiet Washita, Oklahoma, USA.**

Anhand zweier Datensätze für Feld 11 an einem nassen und einem trockenen Tag im April Abb.5-1 wird der Einfluß der Frequenz auf das Modellierungsergebnis beschrieben werden. Je höher die im MIMICS angegebene Frequenz ist, desto höher wird die Rückstreuung. Bei einem Frequenzunterschied von 0.4 GHz zwischen den beiden modellierten L-Band-Frequenzen für den nassesten Tag (11.4.1994:  $0.246 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) wird die Rückstreuung 2.1 dB im VV, 2.2 dB im HH und 3.2 dB im VH höher. Am trockensten Tag (6.4.1994:  $0.073 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ). Bei einem Wassergehaltsunterschied von  $0.173 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , beträgt der Unterschied zwischen den beiden L-Band-Daten 2.3 dB im VV, 2.3 dB im HH und 3.6 dB in den Kreuzpolarisationen. Der absolute Unterschied zwischen dem nassen und dem trockenen Tag beträgt bei mittlerem Einfallswinkel von 45° etwa 6 dB.

Für die Rückstreuungsmodellierung am Beispiel der Testflächen von Rügen können einige allgemeine Charakteristika zusammengefaßt werden: Die modellierten Rückstreuungskoeffizienten in Polarisation (Abb. 5-1) zeigen: Je nasser der Boden ist, desto höher ist die Rückstreuung. Mit zunehmendem Einfallswinkel geht die Rückstreuung zurück,



denn die Oberfläche erscheint radiometrisch rauher, als bei Einfallswinkeln nahe Nadir. Die Differenz zwischen VV und HH wird ungefähr 2 dB größer. Dieser Unterschied ist gleich für alle modellierten Einfallswinkel. Die VV Polarisationen sind immer ca. 5 dB höher als in der HH-Polarisation und 10 dB höher als in der VH-Polarisation. Diese generellen theoretischen Ergebnisse unterstützen die Möglichkeit den Bodenwassergehalt und die Oberflächenrauigkeit aus SAR-Daten mit einem Inversionsalgorithmus zu schätzen. Wenn relativ nasse mineralische Böden verglichen werden (KLS und VEI), ist die Differenz im Bodenwassergehalt  $0.108 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  im Gegensatz zu einem Unterschied in der Rückstreuung von 5.35 dB im VV, 7.95 dB im HH und 8.66 dB im VH nach dem MIMICS-UMICH Modell.



**Abb. 5-3: Vergleich der modellierten Rückstreuung im L-Band. Testfläche 11 im Untersuchungsgebiet Washita, Ok. USA am 6. April (oben) und 11. April (unten).**

Darüber hinaus muß berücksichtigt werden, daß die Rauigkeitsbedingungen unterschiedlich sind und die Kalibrierungsgenauigkeit für SIR-C +/- 2 dB beträgt, was die Unterschiede noch mehr reduziert. Diese Zwischenergebnisse werden in der nun folgenden Inversionsmodellierung berücksichtigt.

### 5.3.1 Anwendung von Inversionstechniken im Gebiet Rügen

Auf den Oktober Datensatz aus dem Gebiet Rügen werden die Inversionsmodelle nach SHI und DUBOIS in einer Implementierung von SHI angewendet. Hierzu werden die Bilddaten wie in 5.2 beschrieben aufbereitet. Beide Inversionsmodelle liefern einen Radardatensatz als Ergebnis, das in einem GIS o.ä. weiter verwendet werden kann.

#### 5.3.1.1 Inversionstechnik nach SHI (1991)

Das Konzept der Inversionsmodelle wurde in Kap. 2 dargestellt. Die beiden Inversionsmodelle von SHI und DUBOIS/VAN ZYL wurden auf den SIR-C/X-SAR-Datensatz vom 7. Oktober angewendet (Abb. 5-7). Hierbei wurde ein *Resampling* auf eine quadratische Pixelgröße von 36.2m durchgeführt. Die Umrechnung der vom Inversionsmodell berechneten Dielektrizitätskonstanten erfolgt mit Hilfe der empirisch ermittelten Gleichung nach HALLIKAINEN et al. (1985), die für unterschiedliche Frequenzen und Substrate abgeleitet wurde. Sie ist ein Polynom 2. Grades, daß die Dielektrizitätskonstante mit dem Wassergehalt und den prozentualen Anteilen an Ton und Sand im Boden in Beziehung setzt. Die empirisch bestimmte, quadratisch angenäherte Gleichung HALLIKAINENS für eine Frequenz von 1,4 GHZ:

$$\epsilon_c = (2.862 - 0.012 \cdot S + 0.001 \cdot T) + (3.803 + 0.462 \cdot S - 0.341 \cdot T) \cdot m_v + (119.006 - 0.5 \cdot S + 0.633 \cdot T) \cdot m_v^2$$

mit T als prozentualer Tonanteil des Oberbodens, S als prozentualer Sandanteil des Oberbodens,  $\epsilon_c$  Realteil der Dielektrizitätskonstante und  $m_v$  als volumetrischer Bodenwassergehalt wurde invertiert zu:

$$m_v = \frac{-B + \sqrt{B^2 - 4 \cdot C \cdot (A - \epsilon_c)}}{2 \cdot C}$$

mit  $A = 2.862 - 0.012 \cdot S + 0.001 \cdot T$ ,  $B = 3.803 + 0.462 \cdot S - 0.341 \cdot T$  und  $C = 119.006 - 0.5 \cdot S + 0.633 \cdot T$

Um diese Umrechnung flächendeckend realisieren zu können, müssen die Sand- und Tongehalte für jedes Pixel bekannt sein. Hierzu wurden die Substrattypen aus der Substrattypenkarte für die Insel Rügen, Maßstab 1:10 000 digitalisiert und jedem Substrattyp der Sand und Tongehalt in Prozent zugewiesen (Abb. 5-4 im Anhang). Bebaute Gebiet, Gewässer und Moorstandorte wurden nicht berücksichtigt. Das Ergebnisbild der Inversionsmodellierung und die Substrattypenkarte wurde ins Gauß-Krüger-Kartennetz entzerrt (Krassowsky-Ellipsoid, 15°E Bezugsmeridian), so daß eine lagerichtige Umrechnung der Dielektrizitätskonstanten in den volumetrischen Bodenwassergehalt gewährleistet ist.

**Tab. 5-6: Ergebnisse der Inversionsmodellierung mit dem SHI-Modell für die Testflächen aus Datensatz DT112.2 vom 7. Oktober 1994.**

Testfläche	$\epsilon_r$	s [cm]	l [cm]
Venz	6.9006	2.1047	17.1053
Kluis Nord	7.5813	1.9107	14.5829
Kluis Süd	5.1388	1.5660	15.3857
Veikvitz	9.1892	1.4779	14.7794
Moor	8.0067	2.4171	18.2710
Ramitz	11.5338	2.5216	18.6665

$\epsilon_r$ : Realteil der Dielektrizitätskonstante s: Standardabweichung der Höhen, l: Autokorrelationslänge der Höhen,  $m_v$ : volumetrischer Bodenwassergehalt nach HALLIKAINEN.

**Tab. 5-7: Sand- und Tongehalte der Substrattypen. Untersuchungsgebiet Rügen.**

Substrattyp	Sand [%]	Ton [%]
Sand	83	5
Lehmsand	80	7
Sandlehm	63	12
Lehm	64	24
Ton	18	65
Mudde	0	100

Das Ergebnis aus der Anwendung des SHI-Modells ist in Abb. 5-5 (im Anhang) dargestellt. Zur besseren Darstellung wurde das Ausgabebild der Dielektrizitätskonstante in Klassen von 2.5 Schritten zusammengefaßt (s. Legende). Das Ergebnis für die Oberflä-

chenrauigkeit (Standardabweichung der Höhen) ist in Abb. 5-6 (im Anhang) dargestellt. Da das Ergebnis noch sehr viel Rauschen enthält, wurde das Ergebnis einer erneuten Filterung mit einem modifizierten LEE-Filter unterzogen, bei dem die durch den SHI-Algorithmus entstandenen Flächen ohne Zuordnung (Wert Null) aufgefüllt wurden. Alle Pixel bekamen eine Zuordnung auf der Basis der lokalen Variabilität. Deutlich treten immer noch die Waldgebiete heraus, in dem das Bild sehr geringe Bodenwassergehalt zeigt. Für diese Bereiche muß eine Maskierung vorgenommen werden, denn die eingefüllten Pixel basieren nicht auf dem Inversionsalgorithmus, der für stark bewachsene Gebiet keine Lösung hat. In der neuesten Version des SHI-Algorithmus wird eine Vegetationsmaske als vierter Kanal berechnet, in dem alle Pixel, für die der Algorithmus keine Lösung hat, gekennzeichnet sind.

Die Qualität des Ergebnisses wird zunächst anhand der Feldmittelwerte des Inversionsmodell-Ergebnisses und der gemessenen Bodenwassergehalte untersucht (Tab. 5-8). Die meisten der Wassergehalte wurden unterschätzt und die Rauigkeit überschätzt wurde. Nur Testfläche RA wird mit 0.195 statt 0.196 fast richtig eingeschätzt. Ein Problem kann die große räumliche Heterogenität der glazialen Substrate und damit der physikalischen Bodenbedingungen sein. Dieses kann durch Mittelung über Ackerflächen unterdrückt werden, ergibt aber bei heterogenen Substraten keinen verlässlichen volumetrischen Bodenwassergehalt, denn die Variabilität wird nicht erfaßt. Dies ist ein Hauptnachteil verglichen mit anderen Gebieten mit homogenen Substraten, in denen der Algorithmus vorher getestet wurde (DUBOIS et al. 1995; O'NEILL 1995a und b).

**Tab. 5-8: Vergleich der modellierten und gemessenen Bodenwassergehalte sowie der Oberflächenrauigkeit mit Mittelwert über die Ackerfläche.**

Fläche	$m_v$	$m_v$	$m_v$	$s$	$S$
	gemessen	SHI/HALLIKAINEN	SHI/TOPP	gemessen	SHI
VE	0.227	0.209	0.171	1.27	2.11
KLN	0.188	0.123	0.090	1.83	1.91
KLS	0.176	0.076	0.090	1.69	1.57
VEI	0.284	0.161	0.129	0.60	1.48
MO	0.486	0.162	0.142	0.60	2.42
RA	0.196	0.195	0.219	2.91	2.52

$M_v$ : volumetrischer Bodenwassergehalt [g/g],  $s$ : Standardabweichung der Höhen.

Da die Berechnung des Bodenwassergehalts mit Hilfe der Dielektrizitätskonstante aus

dem Inversionsmodell nach dem Algorithmus von HALLIKAINEN et al. die selten verfügbaren Anteile von Sand und Ton am Substrat für den gesamten Bilddatensatz benötigt, wird noch ein alternativer Ansatz nach TOPP et al. (1981) analysiert, bei dem folgendes gilt.

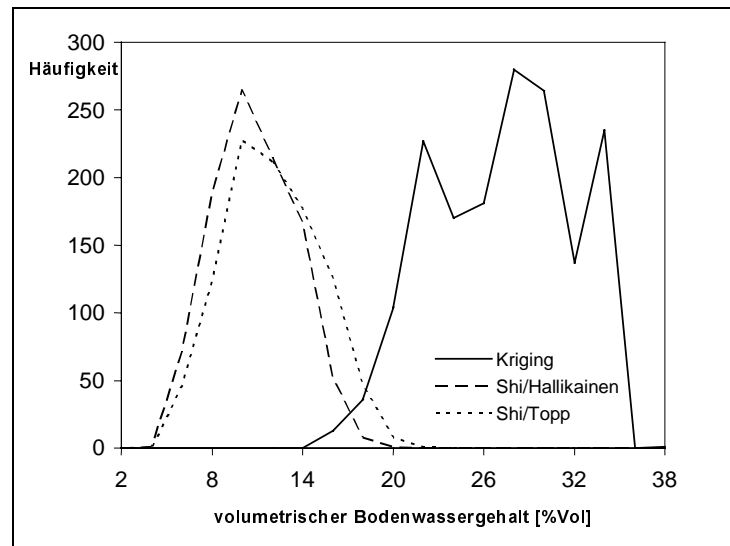
$$m_v = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.92 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_c - 5.5 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon_c^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon_c^3$$

Hierbei ist  $\epsilon_c$  die komplexe Dielektrizitätskonstante ist. Dieser Ansatz ist die numerisch approximierten Inversion der empirisch für Frequenzen von 20 MHz bis 1 GHz entwickelten kubischen Beziehung für mineralische Böden. Nach DAVIS & ANNAN (1977) scheint der Realteil der Dielektrizitätskonstante in diesem Frequenzbereich nicht besonders stark von der Frequenz beeinflusst zu werden. Im Gegensatz zum Ergebnis aus der Umrechnung nach HALLIKAINEN wurde hier aus Gründen der Vereinfachung keine Maskierung (teilweise Unterdrückung von Bildinhalten) Gewässer, bebauten Flächen und Torfflächen durchgeführt. Das ungefilterte Ergebnis wird hier nicht gezeigt, da es dem Ergebnis von SHI sehr ähnlich ist. zeigt das gleiche Gebiet in einer Gegenüberstellung der HALLIKAINEN- und TOPP-Umrechnung des SHI-Inversionmodell-Ergebnisses.

Hier zeigen sich deutlichere Strukturen und zusammenhängende Flächen ab, die durch die maskierten Werte im ungefilterten Bild schlechter erkennbar sind, da diese Werte schwarz abgebildet sind. Die Interpretation im Vergleich mit der Substrattypenkarte aus Abb. 5-4 (im Anhang) ergibt für beide Berechnungen: Der geringe Anteil mit Lehm als vorherrschendes Substrat erhält Wassergehalte von um 25 % Vol, Lehmsande liegen meistens bei 15-25 % Vol, seltener bei 5-15% Vol. Für Sandlehm werden Wassergehalte von 15-25 % Vol, aber nicht trockener, berechnet. Sand, das grobkörnigste Substrat mit den besten Drainageeigenschaften weist Wassergehalte von 5-20 % Vol auf. Viele dieser Flächen sind jedoch bewaldet und müssen daher unbeachtet bleiben (Vegetationskriterium für die Inversion). Die Mudden (feinkörnige, teils biotische Sedimente aus Seeablagerungen) erhalten die höchsten Wassergehalte. Diese Tendenzen sind im GIS-Vergleich auch schon im ungefilterten Bild erkennbar, jedoch erschwert Rauschen (*Speckle*) die Interpretation. Für das TOPP-Ergebnis gelten die gleichen Beobachtungen, jedoch werden die Flächen generell nasser geschätzt

Der Vergleich der Histogramme beider Ansätze (Abb. 5-9) zeigt die Diskrepanz zwischen den Referenzdaten (*Kriging*-Ergebnisse der Rastermessungen). Das SHI/TOPP Histo-

gramm ist, verglichen mit dem SHI/HALLIKAINEN-Histogramm, leicht zur nasseren Seite der Verteilung verschoben. Dies zeigt sich im Vergleich der resultierenden Karten des Bodenwassergehalts (Abb. 5-8 im Anhang) TOPP's Ansatz ermittelt insgesamt einen leicht höheren Wassergehalt. Das Verteilungsmuster der Bodenwassergehalte ist jedoch gleich und die Berechnung des Bodenwassergehalts aus der Dielektrizitätskonstante ist einfacher.



**Abb. 5-9: Histogramme der Modellierungsergebnisse SHI/HALLIKAINEN und SHI/TOPP im Vergleich mit den *Kriging*-Referenzdaten.**

Die mit Hilfe von *Universal Kriging* gewonnen Flächendaten, wurden für den flächenhaften Vergleich mit dem Inversionmodellergebnis herangezogen. Dazu wurden die GIS-Layer in die gleiche Kartenprojektion wie die Ergebnisdaten des Inversionsmodells überführt. Es zeigt sich in der visuellen Interpretation, daß das SHI-Modell grundsätzlich den Bodenwassergehalt bei weitem unterschätzt. Dies geht damit einher, daß die Rauigkeit überschätzt wird. Dabei hängen die Parameter Wassergehalt und Rauigkeit eng miteinander zusammen und werden im gleichen Algorithmus berechnet. Je stärker die Rauigkeit überschätzt wird, um so stärker wird die Feuchtigkeit unterschätzt. Dies resultiert unmittelbar aus dem Modellierungsansatz. Besonders extrem ist dies im Falle der sehr glatten Testfläche bei Veikvitz, wo der Fehler im Mittel bei ca. 17-18 Volumenprozent liegt. Die Überschätzung der Rauigkeit ist dort ebenfalls besonders hoch: Während an drei Stellen

auf dem Acker im Mittel eine Standardabweichung der Bodenhöhe von 6 mm gemessen wurde, schätzt das SHI-Modell eine Rauigkeit von 1,48 cm. Aber auch bei den übrigen Testflächen liegt im Mittel ein Fehler von etwa 13-14 % Vol vor.

Abb. 5-10 (im Anhang) zeigt Differenzbilder des am Boden gemessenen und des durch die Modellierung abgeschätzten Wassergehaltes für die beprobten Flächen. Wiederum sind die Umrechnungen der Dielektrizitätskonstante in den Bodenwassergehalt nach TOPP und nach HALLIKAINEN gegenübergestellt. Hier läßt sich also die räumliche Verteilung des Fehlers beobachten. Die Fläche Venz hat die geringsten Fehler an der östlichen Kante und stellenweise in den feuchtesten Bereichen des Feldes (vgl. Abb. 5-10 im Anhang). KLN und KLS (haben die geringsten Fehler in den Teilen des Feldes, in denen Lehmsand vorkommt, der Rest der beiden Flächen ist Sand. Fläche VEI besteht größtenteils aus Lehmsand, weist dennoch große Abweichungen von den Referenzdaten auf. RA besteht ausschließlich aus Sand, hat jedoch geringere Fehler im südlichen Teil des Feldes, der in bezug auf das Relief etwas tiefer lag als der nördliche Teil und leichte Verschlammungsanzeichen des Oberbodens aufwies. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Bodenwassergehalte stärker unterschätzt werden, wenn lockere Sedimente wie Sande und Sandlehme auftreten. Diese Aussage sollte aber noch weiter verifiziert werden.

Nur fünf Testflächen konnten in die Untersuchung mit einbezogen werden, da nur diese von der SIR-C-Szene abgebildet wurden. Die Testfläche im MO mußte entnommen werden, da sich weder HALLIKAINENS noch TOPPs Formel auf die organischen Substrate anwenden lassen. Nach Aussage von WANG (mündl.) Inversionstechniken sind nur 5 dB genau, dazu kommt, daß die Kalibrierengenauigkeit der AIRSAR-Daten bei +/- 1 dB und die der SIR-C-Daten bei +/- 2 dB liegt und die Kalibrierung der Kreuzpolarisationen nicht verlässlich ist.

### **5.3.1.2 Raster-GIS gestützte Verifizierung**

Im nächsten Schritt der Verifizierung der Modellergebnisse wurden die Konfusionsmatrizen zwischen den geostatistisch aufbereiteten Daten und den Modellergebnissen berechnet (Tab. 5-9). Die Hauptdiagonale ist umrahmt. In beiden Fällen wird die Klasse 0.25-0.30 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> nicht durch das *Kriging* erfaßt und nur die Klasse 0.20 - < 0.25 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> wird zu einem großen Prozentsatz erkannt. Die hohen Wassergehalte werden stark unterschätzt, die trockenen Bereiche dagegen stark überschätzt. Das Ergebnis in Tab. 5-10 ist etwas besser, da Klasse 0.30 – 0.35 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> etwas besser erkannt wird.

**Tab. 5-9: Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output SHI/HALLIKAINEN in Klassen.**

SHI/HALLIKAINEN Modell-Output	geostatistisch aufbereitete Messungen										
	< 0.05	0.05 - < 0.10	0.10 - < 0.15	0.15 - < 0.20	0.20 - < 0.25	0.25 - < 0.30	0.30 - < 0.35	0.35 - < 0.40	0.40 - < 0.45	0.45 - < 0.50	> 0.50
0.10 - < 0.15	0	10	19	3	3		25	64	77	97	100
0.15 - < 0.20	14	5	2	1	3						
0.20 - < 0.25	48	50	32	39	56						
0.25 - < 0.30	33	31	44	53	38		27	15	2		
0.30 - < 0.35	5	4	3	4			6	9	2		
0.35 - < 0.40							3	12			
0.40 - < 0.45							39		11	3	
0.45 - < 0.50									6		
0.50 - < 0.55											
≥ 0.55										2	
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

**Tab. 5-10: Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output SHI/TOPP in Klassen.**

Shi/ToPP Modell-Output	geostatistisch aufbereitete Messungen										
	< 0.05	0.05 - < 0.10	0.10 - < 0.15	0.15 - < 0.20	0.20 - < 0.25	0.25 - < 0.30	0.30 - < 0.35	0.35 - < 0.40	0.40 - < 0.45	0.45 - < 0.50	> 0.50
0.10 - < 0.15	0	11	19	3	3						
0.15 - < 0.20	6	2	1	0	3						
0.20 - < 0.25	45	43	20	26	53		2	1			6
0.25 - < 0.30	36	36	44	53	38		57	66	42	27	38
0.30 - < 0.35	8	6	14	18	3		35	22	40	30	25
0.35 - < 0.40	4	2	2				5	7	8	13	25
0.40 - < 0.45	1						1	3	4	17	6
0.45 - < 0.50								1	4	10	
0.50 - < 0.55									2	3	
≥ 55.0											
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Da die Daten in 0.05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>-Schritten klassifiziert wurden, ist die Überprüfung unbefriedigend. Am Schluß diese Kapitels werden die unklassifizierten Modellierungsergebnisse beider Inversionsmodelle und beider Umrechnungsverfahren für den Bodenwassergehalt einander gegenüber gestellt.

### 5.3.1.3 Inversionstechnik nach DUBOIS et al. (1991)

Der gleiche polarimetrische L-Band Datensatz DT112.2 wurde zum Vergleich mit dem Modell nach DUBOIS/VAN ZYL bearbeitet. Das Vorgehen ähnelt dem oben beschriebenen



Verfahren stark: Das Modellierungsergebnis wurde wieder einem *Multilooping* unterzogen. Das Ergebnis ist je ein Bild der Dielektrizitätskonstante und der Oberflächenrauigkeit. Hier wird jedoch nur die Standardabweichung der Höhen berechnet, nicht aber die Autokorrelationslänge. Die Fläche Ramitz konnte im Bild aufgrund ihrer schlechten Abgrenzung zu den umliegenden Flächen und ihrer Randlage nicht identifiziert werden. Die Gegenüberstellung der Karten des Bodenwassergehalts nach DUBOIS/HALLIKAINEN und DUBOIS/TOPP ist in Anhang II zu finden und kann mit SHI/HALLIKAINEN bzw. SHI/TOPP aus Abb. 5-8 verglichen werden.

**Tab. 5-11: Ergebnisse der Inversionsmodellierung mit dem DUBOIS/VAN ZYL-Modell für die Testflächen aus Datensatz DT112.2 vom 7. Oktober 1994.**

Testfläche	$\epsilon_r$	$m_v$	$m_v$	s [cm]
		DUBOIS/ HALLIKAINEN	DUBOIS/ TOPP	
Venz	10.302	0.188	0.147	1.11
Kluis Nord	6.367	0.199	0.108	1.96
Kluis Süd	4.790	0.112	0.075	1.10
Veikvitz	11.406	0.205	0.162	0.83
Moor	8.793	0.262	0.187	1.62
Ramitz	-	-	-	-

$\epsilon_r$ : Realteil der Dielektrizitätskonstante s: Standardabweichung der Höhen, l: Autokorrelationslänge der Höhen,  $m_v$ : volumetrischer Bodenwassergehalt nach HALLIKAINEN.

**Tab. 5-12: Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output DUBOIS/HALLIKAINEN in Klassen.**

Dubois/Hallikainen Modell-Output	geostatistisch aufbereitete Messungen										
	< 0.05	0.05 - < 0.10	0.10 - < 0.15	0.15 - < 0.20	0.20 - < 0.25	0.25 - < 0.30	0.30 - < 0.35	0.35 - < 0.40	0.40 - < 0.45	0.45 - < 0.50	> 0.50
0.10 - < 0.15		8	15	1			12	29	34	77	94
0.15 - < 0.20			2								
0.20 - < 0.25	28	28	5	5	3		3	3			
0.25 - < 0.30	36	50	29	36	35		17	17	9	7	
0.30 - < 0.35	20	10	37	46	44		35	35	23	13	6
0.35 - < 0.40	9	2	14	12	18		15	15	11	3	
0.40 - < 0.45	2		2				17	17	23		
0.45 - < 0.50	3										
0.50 - < 0.55	2										
≥ 55.0											
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

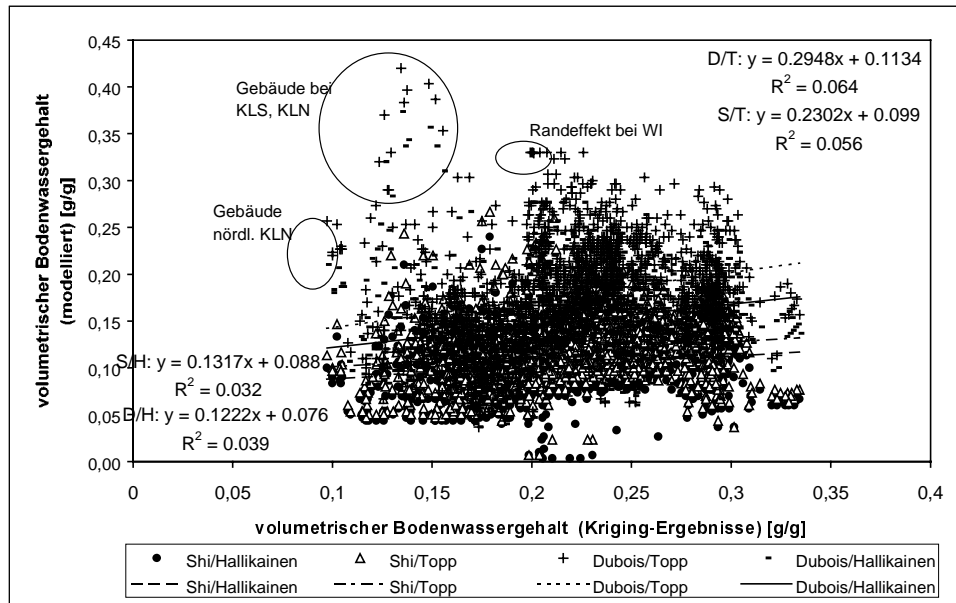
**Tab. 5-13: Konfusionsmatrix zwischen den geostatistisch aufbereiteten klassifizierten Messungen und dem gefilterten Modell-Output DUBOIS/TOPP in Klassen.**

Dubois/Topp Modell-Output	geostatistisch aufbereitete Messungen									
	< 0.05 < 0.10	0.05 - < 0.15	0.10 - < 0.20	0.15 - < 0.25	0.20 - < 0.30	0.25 - < 0.35	0.30 - < 0.40	0.35 - < 0.45	0.40 - < 0.50	0.45 - > 0.50
0.10 - < 0.15		8	15	1						
0.15 - < 0.20		1				3	3			
0.20 - < 0.25	8	19	2	2		6	8	4		
0.25 - < 0.30	42	38	13	13	9	52	38	19	13	
0.30 - < 0.35	20	28	31	46	62	32	34	40	30	31
0.35 - < 0.40	16	3	29	30	15	5	13	28	40	56
0.40 - < 0.45	7	2	9	7	15	2	3	9	17	13
0.45 - < 0.50	2									
0.50 - < 0.55	4									
≥ 55.0	1									
Summe	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

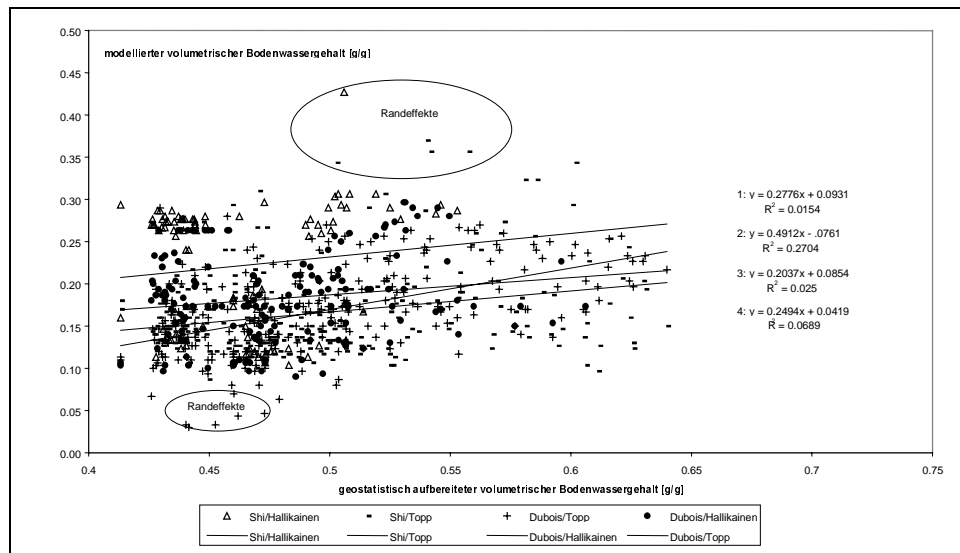
Die Algorithmen von HALLIKAINEN et al. (1985) und TOPP et al. (1981) werden wieder zur Berechnung des volumetrischen Bodenwassergehalts auf der Basis der Substrattypen-karte verwendet und eine ungefilterte und eine gefilterte Version des Bodenwassergehalts erzeugt. Der flächenhafte Vergleich mit den Referenzdaten ergibt auch hier hohe Abwei-chungen in der Zuordnungsgenauigkeit. Am besten wird noch Klasse 0.30-0.35 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> erkannt (Tab. 5-12 und Tab. 5-13). Einige Klassen kommen in der Inversion bzw. auch in den Referenzdaten nicht vor.

### 5.3.2 Verifizierung

Der Vergleich auf Basis der Pixel beider Flächendatensätze, nämlich der Referenzdaten und der Modell-Ergebnisse soll zur Verifizierung dienen. Die Streudiagramme zwi-schen jedem Pixel der Modell-Ergebnisse und den geostatistisch aufbereiteten Daten ver-deutlichen die abgeleiteten Zusammenhänge noch einmal in Abb. 5-11 und Abb. 5-12. Vorausgehende Analysen gleicher Art hatten gezeigt, daß die Punktwolke sich in zwei Teile gliedert: Böden mit geringerem Wassergehalt und Böden mit höherem Wassergehalt Dies entspricht auch der Unterscheidung hinsichtlich der Substrate 'mineralisch' und 'or-ganisch'. Daher wurden die Datensätze jeweils in diese beiden Substratgruppen aufgeteilt. Für Mineralböden ergaben sich 1551 Wertepaare. Organische Böden waren geringer ver-treten und sind hier durch 262 Werten repräsentiert. Die Wertepaare wurden aus dem Bild extrahiert und finden ihre Entsprechung aufgrund der Kartenkoordinaten.



**Abb. 5-11: Streuungsdiagramm zwischen den Modell-Ergebnissen und den geostatistisch aufbereiteten Daten für Mineralböden. (KLN, KLS, WI: Testflächen Kluis Nord, Kluis Süd und Willihof).**



**Abb. 5-12: Streuungsdiagramm zwischen den Modell-Ergebnissen und den geostatistisch aufbereiteten Daten für Moorböden/organische Substrate.**

Die Regressionsanalysen zwischen den Referenzdaten und den Modellergebnissen führen zu nicht signifikanten Zusammenhängen:  $R^2$  liegt nicht über 0.07. Deutlich sind auch die Ausreißer, die im Vergleich mit den Bilddaten inhaltlich zugeordnet werden konnten. Meistens handelt es sich um Randeffekte an den Kanten der Testflächen. Sie ergeben sich aufgrund der nur 1-2 Pixel genauen Entzerrung der Radardaten bzw. aufgrund der etwas zu großzügig gewählten Flächen während des *Kriging*. Die Regressionsgeraden verlaufen parallel, wobei das Modellergebnis DUBOIS/TOPP DER 1:1 Linie am nächsten liegt, gefolgt von DUBOIS/HALLIKAINEN, SHI/TOPP und SHI/HALLIKAINEN. Die generelle Tendenz der Analyse ist wiederum eine starke Unterschätzung der Bodenwassergehalte durch die Modelle. Dabei sind die Punktwolken des SHI-Modells kompakter als die des DUBOIS-Modells. Die Umrechnung der Dielektrizitätskonstante mit dem HALLIKAINEN Ansatz führt in beiden Fällen zu stärkeren Unterschätzungen des Bodenwassergehalts. Die mittlere Abweichung, also die Unterschätzung berechnet aus dem mittleren Bodenwassergehalt des *Kriging*-Ergebnisses und dem jeweils mittleren Bodenwassergehalt des Modell-Outputs liegt bei 0.042 für DUBOIS/TOPP, bei 0.071 für DUBOIS/HALLIKAINEN, bei 0.103 [cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>] für SHI/TOPP und bei 0.118 [cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>] für das SHI/HALLIKAINEN-Modell.

Bei den Moorböden bzw. organischen Substraten (Abb. 5-12) sind diese Abweichungen noch größer: 0.275 für SHI/HALLIKAINEN, 0.313 für DUBOIS/HALLIKAINEN, 0.329 für DUBOIS/TOPP und 0.33 für SHI/TOPP. Eine deutliche Struktur der Punktwolken ist nicht erkennbar.

### 5.3.3 Interpretation der Ergebnisse der HALLIKAINEN et al. Umrechnung

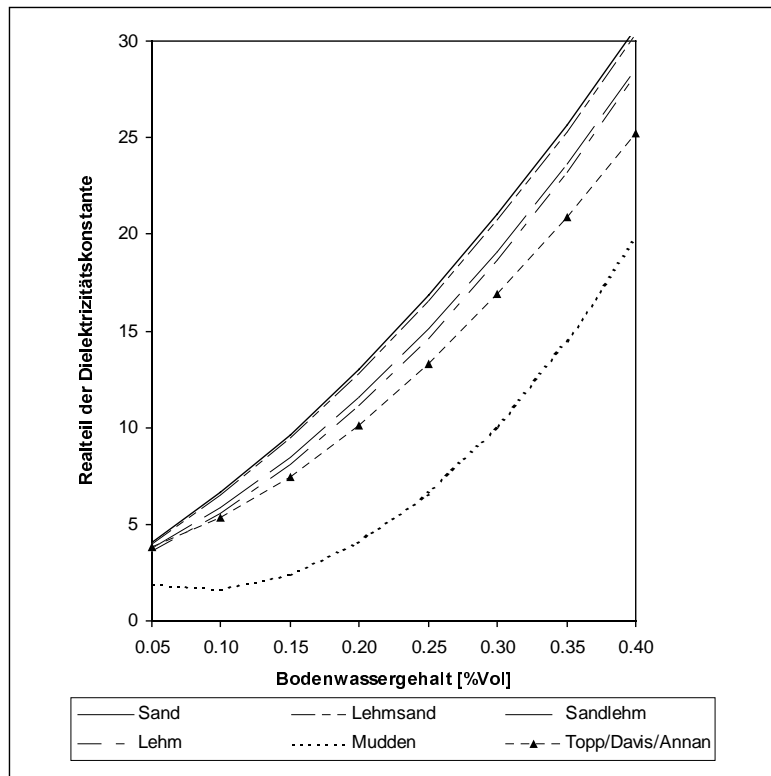
Zur Interpretation der Ergebnisse des SHI-Modells nach der Umrechnung auf der Basis von HALLIKAINEN et al.(1985) kann Folgendes zusammengefaßt werden: Das verwendete Polynom 3. Grades ist bei der Analyse von volumetrischen Wassergehalten unabhängig von der Lagerungsdichte. Bei Verwendung der gravimetrischen Wassergehalte ist eine leichte Abhängigkeit des Realteils und des Imaginärteils der Dielektrizitätskonstante von der Lagerungsdichte festzustellen. Untersuchungen zur Abhängigkeit von der Textur (Abb. 5-4 im Anhang) zeigen, daß bei  $m_v$  die Kurven für den Wassergehalt alle im gleichen Ursprung beginnen und dann die gleiche Kurvenform besitzen.  $\epsilon'$  ist proportional zum Sandgehalt und invers proportional zum Tongehalt bei 1.4 - 18 GHz. Der Realteil der Dielektrizitätskonstante  $\epsilon'$  ist bei allen Frequenzen gleichartig texturabhängig (Reihenfolge der

Kurven). Die Stärke der Abhängigkeit wird bei zunehmender Frequenz geringer. Der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante  $\epsilon''$  ist bei 4-6 GHz unabhängig von der Textur und dem Wassergehalt, bei  $\geq 8$  GHz nimmt  $\epsilon''$  bei zunehmendem Tongehalt ab. Die Stärke der Abnahme wird bei zunehmender Frequenz höher.

Zwei Phänomene erklären dies: bei niedrigen Frequenzen (ca. 5 GHz) ist die ionische Leitfähigkeit der Bodenlösung dominant. Bei höheren Frequenzen ist die dielektrische Ausdehnung des Wassers der wichtigste Faktor für eine Verringerung der Leitfähigkeit. Die gelösten Salze sind überwiegend Calciumsalze, deren Konzentration mit der Tonfraktion zunimmt.

### **5.3.4 Interpretation der Ergebnisse der TOPP et al. Umrechnung**

Die Beziehung zwischen der Dielektrizitätskonstante und dem Bodenwassergehalt nach TOPP et al. wird bei der Verwendung im Zusammenhang mit Shuttle-Radardaten oft kritisiert, da sie für Frequenzen zwischen 1 MHz und 1 GHz empirisch ermittelt wurde. Diese Kritik kann jedoch nicht gestützt werden. Wie Abb. 5-5 zeigt, besteht zwischen den gefundenen Beziehungen kein wesentlicher Unterschied, was die Verwendung von TOPP et al. rechtfertigt. Die Kurven in Abb. 5-5 wurden für Bedingungen, wie sie in Rügen vorgefunden wurden, mit Hilfe des HALLIKAINEN und TOPP Ansatzes berechnet. Hierbei wurden die Substrattypen der Substrattypenkarte zugrundegelegt. Unterschiede zwischen den Abhängigkeiten der Dielektrizitätskonstante zwischen Sand und Lehmsand sowie zwischen Sandeuhm und Lehm sind sehr gering. Die Berechnung nach dem TOPP et al. Ansatz liegt niedriger als die experimentellen Daten d.h. der Bodenwassergehalt wird leicht überschätzt. Einen Sonderfall stellen die Mudden dar, deren Dielektrizitätskonstante bis 0.1 % Vol. leicht abnimmt und dann langsamer mit zunehmendem Bodenwassergehalt steigt. Dieser Substrattyp kommt im Untersuchungsgebiet jedoch nicht häufig vor.



**Abb. 5-13: Vergleich der Beziehungen nach TOPP et al. und HALLIKAINEN et al. für verschiedene Substrattypen. Untersuchungsgebiet Rügen.**

### 5.3.5 Abschätzung des Bodenwassergehalts und der Rauigkeit anhand von Nomogrammen

Ein schnelles Ableseverfahren zur Ermittlung des Bodenwassergehalts wird von ULABY & SEQUIERA (1995) vorgeschlagen: Für unterschiedliche Einfallswinkel können Nomogramme erstellt werden, auf der die Achsen aus den Polarisationsverhältnissen bestehen, bzw. aus dem Gleichpolarisationsverhältnis und aus der Rückstreuung im HH, und Kurven gleichen Bodenwassergehalts und gleicher Rauigkeit die Ablesung dieser Werte ermöglichen. Dazu müssen die Rückstreuungskoeffizienten der kalibrierten Daten aus dem Bilddaten für die interessierenden Flächen extrahiert werden. Für den Rügen-Datensatz von 7.10. ergaben die Ablesungen in Tab. 5-14 keine Lösung für das Nomogramm der beiden Polarisationsverhältnisse, da die Kreuzpolarisation fehlerhaft war und das Kreuzpolarisationsverhältnis zu hoch wurde.

**Tab. 5-14: Bodenwassergehalt und Rauigkeit nach ULABY & SEQUIERA (1995)**

Fläche	$\sigma_{hh}^o - \sigma_{vv}^o$	$\sigma_{lv}^o - \sigma_{vv}^o$	$\sigma_{hh}^o$	$m_v$		$s$	
				$p - \sigma_{hh}^o$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	$p - \sigma_{hh}^o$ [cm]	gemessen [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	gemessen [cm]
Venz	-2.06	-10.18	-19.18	0.12 – 0.16	1.5 - 2.0	0.227	1.27
Veikvitz	-3.90	-9.86	-23.14	0.20 – 0.26	0.5 - 1.0	0.284	0.60
Kluis N	-1.50	-6.32	-22.15	0.08 – 0.12	1.0 - 1.5	0.188	1.83
Kluis S	-1.59	-12.49	-18.33	0.12 – 0.16	2.0 - 3.0	0.176	1.69
Moor	-0.18	-7.95	-16.59	0.0 – 0.08	3.0 - 4.0	0.483	0.60
Ramitz	-1.53	-9.10	-15.56	0.12 – 0.16	2.0 - 3.0	0.196	2.91

Der Vergleich mit gemessenen Daten zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Modellwerten. Problematisch ist nur das Moor, bei dem der Wassergehalt stark unterschätzt, aber die Rauigkeit stark überschätzt wird. Bei der Mittelung über interessierende Flächen sollten jedoch die Pixel ausgeschlossen werden, bei denen die Höhe der Rückstreuungskoeffizienten sich nicht nach der Regel  $vv > HH > HV$  verhalten (vgl. MIMICS-UMICH).

Der hier kurz vorgestellte Ansatz eignet sich noch nicht zur Regionalisierung, da nur Flächenmittelwerte und bestimmte Einfallswinkel in den Nomogrammen berücksichtigt werden. Eine praktische Lösung hierfür wäre die Segmentierung der Bilddaten in Flächen mit homogenen Grauwerten. Hierbei müßten jedoch die Rückstreuungskoeffizienten erhalten bleiben, bzw. sich aus den Daten rekonstruieren lassen. Ferner müßte für vegetationsbedeckte Flächen eine Maskierung vorgenommen werden. Alle zu untersuchenden Datensätze müßten ferner um den Einfallswinkel korrigiert sein, wenn es sich um Daten von einem flugzeug- oder Shuttle-getragenen System handelt, bei dem über den *Swath* eine starke Abnahme des Einfallswinkels nicht vermeidbar ist..

### 5.3.6 Vergleiche mit anderen Untersuchungen

Einige Untersuchungen (WEIMANN 1996) verwenden für die Umrechnung der Dielektrizitätskonstante in den volumetrischen Bodenwassergehalt anstelle von HALLIKAINEN et al. oder TOPP et al. einen Ansatz von PEPLINSKI et al. (1995a und b), der für Frequenzen zwischen 0.3 und 1.3 GHz als semi-empirisches Modell entwickelt wurde. Hierin wird insbesondere der Effekt von quellendem und schrumpfendem Ton bei sich veränderndem Bodenwassergehalt berücksichtigt. Allerdings wird hierfür wieder der Sand- und Tongehalt benötigt, was für den Oberboden in den wenigsten Gebieten der Erde mit hoher Genauigkeit verfügbar ist. In den hier untersuchten Gebieten ist eine derartige Berücksichti-

gung des Tongehalts nicht notwendig, da er sehr gering ist.

Eine detaillierte Untersuchung von ZRIBI et al. (1996) zeigt, daß die Inversionsmodelle von FUNG et al. (IEM-Modell, 1992) und OH et al. (1994) noch viele Fragen offen lassen: Ist die Oberfläche mit den bestehenden Algorithmen genau genug repräsentiert, um die richtungsempfindliche Rückstreuung von Flächen mit Reihungsstrukturen und glatte Flächen gleichartig zu charakterisieren? Wenn dies nicht der Fall ist, dann würde sich auch die Rauigkeit im SHI-Modell, das ein modifizierter IEM-Ansatz ist, nur problematisch auswirken. Da die Rauigkeit und der Bodenwassergehalt in einem von einander abhängigen Ausdruck berechnet werden, würde dies zu Fehlern führen. Ferner wird von ZRIBI et al. (1996) die Verifizierung des Algorithmus für unterschiedliche Gebiete und Datensätze gefordert. Sehr umfangreiche Untersuchungen zur Rauigkeit wurden von MATTIA et al. (1995) durchgeführt. Hierin wird auf die besondere Bedeutung der polarimetrischen Information inklusive der Phasendifferenz hingewiesen, die bei SHI und DUBOIS bisher nicht genutzt wird.

Ergebnisse, die sich mit einer flächenhaften Validierung der Modellierungsergebnisse von Inversionsmodellen beschäftigen, konnten bisher nicht gefunden werden. Vielfach beziehen sich die Anwendungen auf die Datenbereitstellung hydrologischer (FAMIGLIETTI & WOOD 1994, WOOD 1995) oder meteorologischer Modelle (Berechnung der Evapotranspiration), die in größeren Gebieten arbeiten und eine Differenzierung innerhalb von Ackerflächen nicht erfordern. Räumliche Verteilungen des Bodenwassergehalts wurden z.B. auch von O'NEILL et al. (1995a und b, 1996) aus dem Gebiet Washita'92 mit Hilfe von passiven Radardaten für die Anwendung in einem hydrologischen Modell berichtet. Nachteil dieses Systems ist die geringe räumliche Auflösung von nur 200 x 200 m pro Pixel.

In den meisten Untersuchungen, in denen die Verwendbarkeit von aus Fernerkundungsdaten zur Ableitung des Wassergehalts im Oberboden analysiert wird, werden keine Differenzierungen innerhalb von Ackerflächen angestrebt. Entscheidend für den Erfolg hydrologischer Modelle ist nach WOOD et al. (1988) WOOD et al. (1995) und FAMIGLIETTI & WOOD (1995) die REA (*representative elementary area*) die kleinste räumliche Einheit in einem Gebiet die mit Hilfe der statistischen Charakteristika für Niederschlag, Topographie und Boden beschrieben werden können, für die also keine scharfen Meßwerte eingesetzt werden müssen. Je nach Parameter ist die REA 0.1 bis 25 km<sup>2</sup> groß. Für die Ableitung des



Bodenwassergehalts aus Daten eines passiven Radarsystems (ESTAR, *electronically scanned thin array radiometer*) wurde daher 200 m große Pixel als angemessen erachtet. Ähnliches wurde in der vorliegenden Arbeit im Gebiet Washita und im Gebiet Rügen erprobt: Das Inversionsergebnis der Modelle von SHI und DUBOIS wurden in den Bodenwassergehalt mit Methoden nach TOPP oder HALLIKAINEN bzw. mit Hilfe des hier abgeleiteten kubischen Modells umgerechnet und auf eine Pixelgröße von 200 m · 200 m *resampled*, wie es im folgenden Kapitel 6 beschrieben ist.



## 6 Rückstreuungsmodellierung mit MIMICS für das Untersuchungsgebiet Rügen und Rückstreuungsinversion

Durch Rückstreuungsmodellierung kann der Effekt der Radar-Systemparameter einerseits bzw. der Bodeneigenschaften andererseits auf das Radarrückstreuungsverhalten untersucht werden. Da in den Untersuchungen zur Inversionsmodellierung der Dielektrizitätskonstante und damit indirekt des Bodenwassergehalts gegenwärtig L-Band Radardaten in HH, VV und HV Polarisation verwendet werden, werden hier auch nur diese Radar-Systemparameter untersucht.

### 6.1 MIMICS-UMICH Parametrisierung

Das empirische Modell des MIMICS-UMICH wird hier für die Simulation der Rückstreuungskoeffizienten in L-Band HH, VV und HV verwendet. Hierzu wurden aus den gemessenen Bodeneigenschaften, wie dem volumetrischen Bodenwassergehalt, der Körnung (Sand und Tongehalt) und der Oberflächenrauigkeit (Standardabweichung der Oberflächenhöhen und Autokorrelationslänge) realistische Bodenbedingungen auf der Basis der Messungen vom 7.10.1994 definiert. In Tab. 6-1 sind die wichtigsten Parameter, die MIMICS-UMICH benötigt, zusammengefaßt.

**Tab. 6-1: MIMICS-UMICH-Simulation der Rückstreuung für den 7.10.1994.**

Model-Parameter	Wertebereich	Schrittweite
Radar-Frequenz	1.2 GHz	konstant
Einfallswinkel	45°	konstant
Boden-, Wasser- und Lufttemperatur	15°C	konstant
Bodenwassergehalt	0.04 - 0.50 cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0.02
RMS-Height (Standardabweichung der Höhen)	0.4 - 3.0 cm	0.2
Autokorrelationslänge	6.0 - 9.0 cm	0.5
Sand	40.0 - 80.0 %	0.4
Ton	5.0 - 25.0	2.0

Insgesamt ergeben sich  $23 \cdot 14 \cdot 7 \cdot 11 \cdot 11 = 272\,734$  Schleifen für den MIMICS-UMICH-Durchlauf, bei 5 *Input*-Variablen für die Bodeneigenschaften (Wassergehalt, Sand, Ton, S, l) und 2 konstant gehaltenen Radarparametern. Im *Output* werden die Rückstreuungskoeffizienten im HH, VV, HV und VH berechnet, wobei letzteres jedoch dem HV entspricht. Alle Datensätze, bei denen die Summe aus dem Sand- und Tongehalt über

95% liegt, werden nach Abschluß der Modellrechnung aussortiert, da dies unrealistische Bodenverhältnisse sind, die jedoch vom Modell selbst nicht ausgeschlossen werden. Für die verbleibenden 37 632 Datensätze ergibt sich die in Tab. 6-2 zusammengefaßte Statistik. Die Rückstreuung im VV ist höher als im HH und HV, die Standardabweichungen im HV sind am höchsten.

**Tab. 6-2: Deskriptive Statistik der Modelloutputs des MIMICS-UMICH.**

	HH	VV	HV
Mittelwert	-19.788	-16.341	-30.468
Standardabweichung	4.992	4.750	7.147
Kurtosis	-0.456	0.122	0.029
Schiefe	-0.663	-0.775	-0.756
Range	21.230	23.960	35.550
Maximum	-12.300	-9.130	-19.620
Minimum	-33.530	-33.090	-55.170

Zur Überprüfung der Verlässlichkeit der Modellergebnisse wird die Konsistenz des Output-Datensatzes mit Hilfe der multiplen linearen Regression überprüft. Zunächst wird die Abhängigkeit des Bodenwassergehalts von allen Rückstreuungskoeffizienten untersucht. Die multiple Regression zwischen dem Bodenwassergehalt und den berechneten Rückstreuungskoeffizienten ergibt ein R von 0.92 und ein R<sup>2</sup> von 0.85 mit einem Standardfehler von 0.05307. In der Analyse wird mittels T-Test entschieden, welche erklärenden Variablen in die Analyse einbezogen werden: Die VV Polarisation wird von der Analyse ausgeschlossen. Bei der Analyse des multiplen linearen Zusammenhangs mit der Bodenrauhigkeit (*RMS*-Höhe) wird VV ebenfalls ausgeschlossen. R wird 0.96, R<sup>2</sup> wird 0.93 und der Standardfehler beträgt 0.21536. Die nähere Untersuchung der Modellergebnisse wird mit Hilfe von Interpretationen des Datensatzes und von *Plots* (z.B. Abb. 6-1) durchgeführt. Hierin sind die minimale und maximale Rückstreuung für alle Bodenwassergehalte und Rauigkeiten aufgetragen. Augenfällig ist der deutliche Unterschied in der Höhe der Rückstreuung zwischen VV, HH und HV. Die Peaks werden durch den ansteigenden Bodenwassergehalt bewirkt, der hier bis 0.50 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> abgebildet ist, obwohl das MIMICS-UMICH-Modell bisher nur bis 0.31 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> validiert ist. Zumindest zeigt das Modell in diesem Bereich kein abnormales Verhalten. Die generell steigende Tendenz der Kurven tritt aufgrund der zunehmenden Rauigkeit auf.

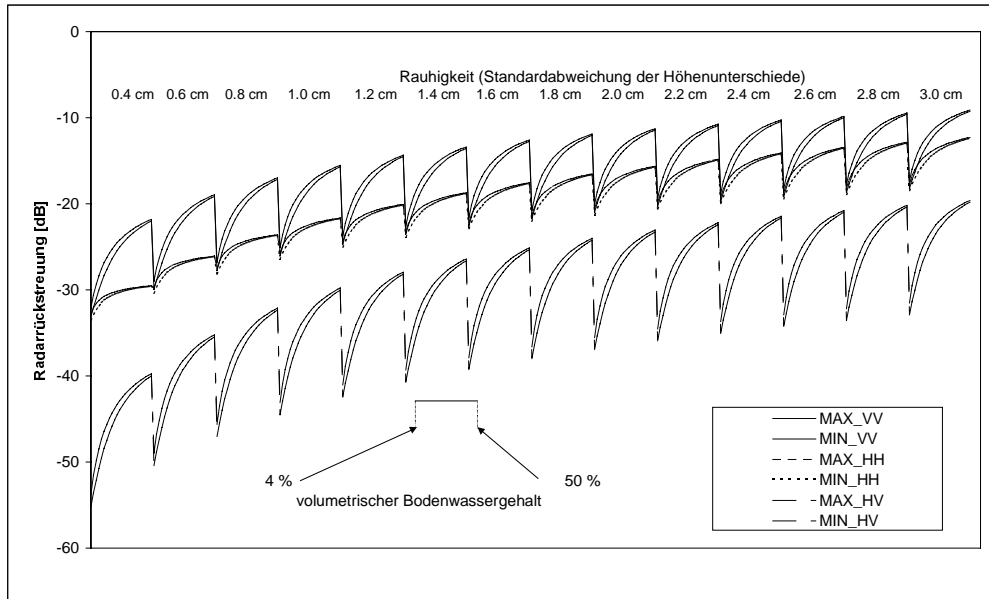
Die Autokorrelationslänge, der zweite geforderte Rauigkeitsparameter, wird von MIMICS-UMICH bei den gegebenen Parametereinstellungen entweder gar nicht berücksichtigt oder ihr Einfluß ist so gering, daß er sich in den Ergebnissen nicht widerspiegelt. Dies könnte z.B. für den definierten Einfallswinkel von  $45^\circ$  der Fall sein, sich bei anderen Einfallswinkeln jedoch äußern. Für die verschiedenen Autokorrelationslängen von 6 bis 9 cm lieferte MIMICS-UMICH stets die gleichen Ergebnisse.

Die Maximalwerte der Rückstreuung ergeben sich in allen Polarisationen für den sehr sandigen Boden mit 80% Sand und 5% Ton, die Minimalwerte entsprechend für Böden mit einem sehr geringen Sandgehalt (40%). Wird der sandigste Boden, also derjenige mit hohem Sandanteil von 80% und niedrigem Tonanteil von 5% (hohe Rückstreuung), mit dem tonigsten Boden, also niedrigem Sandanteil von 40 % und hohem Tonanteil von 25% (geringe Rückstreuung) verglichen, so ergeben sich Differenzen in der Rückstreuung von bis zu 1.63 dB in VV, 0.94 dB in HH bzw. 2.26 dB HV. Im Mittel stehen diesen Differenzen, die über alle Rauigkeiten bestimmt wurden, substratbedingte Abweichungen von 0.74 dB in VV, 0.37 dB in HH bzw. 1.01 dB in HV gegenüber. Da die Differenzen aufgrund der Substratunterschiede verglichen mit einer mittleren Kalibriergenauigkeit von  $\pm 2$  dB relativ gering sind (FREEMAN et al. 1995), werden nur diejenigen Datensätze mit einem mittleren im Untersuchungsgebiet vorkommenden Substrat von 11% Ton und 60% Sand für die Analyse weiter verwendet, so daß nunmehr 335 Fälle berücksichtigt werden. Würde das abzuleitende Inversionsmodell auch auf der Basis der Substratunterschiede formuliert, so müßten für die spätere Anwendung auf Bilddatensätze auch noch zusätzlich Substratkarten in einem dem Bild vergleichbaren Maßstab vorhanden sein. Ferner müßte der amerikanischen Korngrößenklassifikation Rechnung getragen werden, die im MIMICS-UMICH zugrunde gelegt wird. Geeignete Substratkarten sind jedoch für die wenigsten Gebiete der Erde erhältlich, bzw. beziehen sich auf eine Profiltiefe von 1m o.ä., geben nur Klassen wieder, die unterschiedlich belegt sein können und ist damit mit den Radarrückstreuungssignaturen nicht direkt vergleichbar. Der bei der Anwendung eines Inversionsmodells auf das Bild zu erwartende Störeffekt aufgrund des *Speckle* mit einer Standardabweichung der Rückstreuung um 4-5 dB auf einer homogenen Ackerfläche muß ebenfalls berücksichtigt werden.

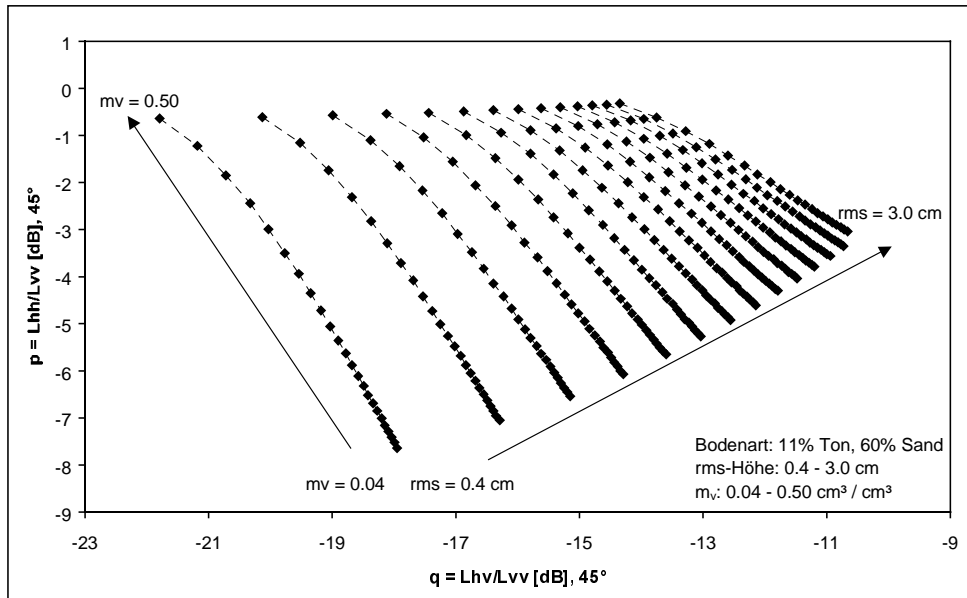
Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß das MIMICS-UMICH Modell bisher nur für einen relativ engen Gültigkeitsbereich verifiziert wurde ( $0.1 < k_s < 0.6$ ,  $2.6 < k_l < 19.7$ ,  $0.009 <$

$m_v < 0.31$ , wobei  $k$  die Wellenzahl bei 1.2 GHz ist). Das Kriterium für die Autokorrelationslänge (10 - 80 cm) wird hier nicht erfüllt, ist aber auch nicht entscheidend, da MIMICS-UMICH diesen Parameter nicht berücksichtigt (s.o.). Die Standardabweichung der Höhen darf zwischen 0.4 und 2.4 cm liegen. Hier wurde also der Bereich mit 0.4 bis 3.0 cm leicht erweitert. Der Bodenwassergehalt wurde bisher auch nur bis 0.31 verifiziert, was hier ebenfalls überschritten wird. Das bedeutet, daß das empirische Modell MIMICS-UMICH für natürliche Bedingungen auch nur eingeschränkt einsetzbar ist, da höhere Bodenwassergehalte im Untersuchungsgebiet in nassen Frühjahr und Herbst bzw. auf Standorten mit hohem Anteil organischer Substrate durchaus auftreten.

Der recht kleine Datensatz repräsentiert also noch die entscheidenden Einflüsse von Rauigkeit und Bodenwassergehalt auf die Rückstreuung, was in Abb. 6-2 sichtbar ist. Das hier dargestellte und leichter, als der mehrdimensionale Einfluß der einzelnen Polarisationen, zu interpretierende Polarisationsverhältnis zwischen den gleich- und den kreuzpolarisierten Kanälen wird in erster Linie durch die Rauigkeit beeinflusst (Anstieg in x-Richtung): Je rauher die Oberfläche, desto höher werden HH/VV und HV/VV, wobei HV/VV schneller ansteigt. Bei einem Unterschied von 2.6 cm der Standardabweichung der Höhen verstärkt sich die Rückstreuung HV/HH um ca. 8 dB, bei einer Änderung des Bodenwassergehalts von 0.04 auf 0.50 sinkt das Polarisationsverhältnis um etwa 4 dB.



**Abb. 6-1: Maximale und minimale Rückstreuung im L-Band aufgrund der MIMICS-UMICH Modellierung. Abhängigkeiten der Rückstreuung bei definierter Rauigkeit und definiertem Bodenwassergehalt.**



**Abb. 6-2: Polarisationsverhältnisse der Radarrückstreuung im L-Band bei 45° Einfallswinkel in Abhängigkeit von Bodenwassergehalt und Rauigkeit. MIMICS-UMICH Modellierung.**

## 6.2 Nicht-lineare Regression der Modellierungsergebnisse

Die simulierten Daten werden nun benutzt, um ein statistisches Inversionsmodell für die Umrechnung der Bilddaten in den Bodenwassergehalt und die Rauzigkeit abzuleiten. Auf diese Weise soll eine Regionalisierung beider Parameter auf der Basis weniger Messungen und ergänzender Modellierung erzielt werden. Hierzu soll ein nicht-lineares Modell gefunden werden, da lineare Modelle den Zusammenhang nicht beschreiben können, wie aus Abb. 6-2 deutlich wird (vgl. auch ULABY & SIQUIERA 1995) und wie auch einige Voruntersuchungen unter Einbeziehung verschiedener Kombinationen der erklärenden Variablen zeigten. Mit Hilfe der nicht-linearen Regression wird ein Modell für den Bodenwassergehalt, bzw. die Parameter für ein Modell abgeleitet werden, um dieses Modell dann auf Bilddatensätze mit gleicher Radarkonfiguration und Bodeneigenschaften anwenden zu können.

Vereinfacht wird angenommen, daß der Bodenwassergehalt von den Polarisationsverhältnissen  $p = \sigma_{hh}^o / \sigma_{vv}^o$  und  $q = \sigma_{hv}^o / \sigma_{vv}^o$  der Radarrückstreuungskoeffizienten in den linearen Polarisationen abhängig ist ( $\sigma_{hh}^o$ ,  $\sigma_{vv}^o$ ,  $\sigma_{hv}^o$ ) (vgl. ULABY & SIQUIERA 1995). Durch die Verwendung der Polarisationsverhältnisse wird eine mangelnde absolute Kalibrierung ausgeglichen, jedoch muß die relative Kalibrierung zwischen den Radarkanälen genau sein.

### 6.2.1 Quadratisches Regressionsmodell zur Inversion der Rückstreuung

Im ersten Durchlauf wird das einfachste denkbare nicht-lineare Modell, ein quadratisches Modell, mit den beiden unabhängigen Variablen für den Bodenwassergehalt  $m_v$  und die Rauzigkeit RMS getrennt formuliert:

$$m_v = A \cdot p^2 + B \cdot q^2 + C \cdot p \cdot q + D \cdot p + E \cdot q + F$$

Das Modell wird mit maximal 6 Iterationen gerechnet, das Konvergenzkriterium für die abzuleitenden Parameter wird von Seiten der Software auf den *Default-Wert* von  $10 \cdot E^{18}$  gesetzt. Die Anpassungsgüte des nicht-linearen Modells wird zunächst aufgrund des Bestimmtheitsmaßes  $R^2$  beurteilt: 0.97 für  $m_v$  und 0.99 für RMS auf einem Signifikanzniveau von 0.95. Das hohe Bestimmtheitsmaß war zu erwarten, da die MIMICS Modellergebnisse einen homogenen Datensatz darstellen und da die Anpassung des nicht-linearen Modells in Richtung des Bestimmtheitsmaßes optimiert wurde. Nach bereits der 2. Itera-



tion ist das Konvergenzkriterium für die Veränderung der Koeffizienten erreicht. Die Koeffizienten aller noch folgenden Analysen sind in Tab. 6-3 zusammengefaßt. Ein weiteres Beurteilungskriterium für die Güte des Modells ist die Größe der Residuen, die exemplarisch in Tab. 6-3 dargestellt sind. Die mittlere Quadratsumme der Residuen bereits bei 0.000635 für  $m_v$  und 0.00605 für RMS.

**Tab. 6-3: Koeffizienten für quadratische und kubische Modellanpassungen zur Inversion der Rückstreuung im L-Band in Bodenwassergehalt und Rauigkeit.**

Parameter	quadratisches Modell 1 für $m_v$ mit hh, hv, vv	quadratisches Modell 2 für $rms$ mit hh, hv, vv	quadratisches Modell 3 für $m_v$ mit p und q	quadratisches Modell 4 für $rms$ mit p und q
A	-0.038875360	0.256654501	0.008798796	0.033306232
B	0.646784448	1.309563700	0.005261417	0.020011754
C	1.547936194	1.320647989	-0.008479730	0.042586542
D	-0.003913098	-1.277497559	-0.143156576	1.110796231
E	0.091361635	1.448388830	0.166174779	1.033390532
F	-2.033321624	-2.699576187	1.328873422	13.436132265
G	0.058587233	-4.894573622	-	-
H	4.550027406	11.028192305	-	-
I	-7.420090626	-11.404929520	-	-
J	5.482611179	31.305780543	-	-
Parameter	kubisches Modell 5 für $m_v$ mit p und q	kubisches Modell 6 für $rms$ mit p und q	kubisches Modell 7 für $m_v$ mit hh und vv	kubisches Modell 8 für $rms$ mit hh und vv
A	-0.001244413	0.007204601	-0.000879838	0.007553279
B	0.000748803	-0.000137541	0.001877740	-0.004403889
C	0.001780424	0.007442494	0.003197139	-0.018560905
D	-0.001738308	0.003850742	-0.004104588	0.015379278
E	0.024984031	0.232800727	0.009130754	0.205180216
F	0.035616919	0.031099820	0.029446871	0.118435171
G	-0.054399062	0.224505910	-0.032930685	-0.316579207
H	-0.456376895	3.255402834	-0.185492813	2.265521345
I	0.558296343	1.589549768	0.299731681	-1.680283876
J	2.919005795	18.999774274	0.782754450	11.029770562

Modelle: im Text erklärt

**Tab. 6-4: Nichtlineare Regression, quadratisches Modell, abhängige Variable 'Bodenwassergehalt', unabhängige Variablen: Polarisationsverhältnissen p und q.**

Ursprung	DF	Summe der Abweichungsquadrate	mittlere Summe der Abweichungsquadrate
Regression	6	30.72479	6.1208
Residuen	330	0.20961	0.000635
Unkorrigierte Anzahl	336	30.93440	-
Korrigierte Anzahl	335	-	-

Der Vergleich zwischen den von MIMICS-UMICH berechneten Bodenwassergehalten und Rauigkeit mit den durch das quadratische Inversionsmodell berechneten Daten zeigt in Abb. 6-4A, daß es besonders bei niedrigen Wassergehalten zu einer Überschätzung von ca.  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  der durch die Inversion berechneten Werte kommt. Gleichzeitig treten hier auch Unterschätzungen auf, deren Abweichung bei  $0.02 - 0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  liegt. Für die Rauigkeitsinversion mit einem entsprechenden Modell erreicht  $R^2$  0.99 mit einer mittleren Abweichung von 0.00604 und (Abb. 6-4 b) zeigt keine erheblichen Abweichungen im Vergleich mit den originalen MIMICS-Outputs.

Zur weiteren Verringerung der Abweichungen werden im nächsten Schritt die drei Radarkanäle einzeln in die Analyse eingeführt, um insbesondere das Modell für den Bodenwassergehalt bzw. die Rauigkeit zu verbessern:

$$m_v = A \cdot Lhh^2 + B \cdot Lhv^2 + C \cdot Lvv^2 + D \cdot Lhh \cdot Lhv + E \cdot Lhh \cdot Lvv + F \cdot Lhv \cdot Lvv + G \cdot Lhh + H \cdot Lhv + I \cdot Lvv + J$$

Nach 3 Hauptiterationen und 18 Modellevaluierungen sind die Koeffizienten stabil.  $R^2$  für den Wassergehalt wird 0.98 mit einer mittleren Abweichung der Residuen von 0.0003. Abb. 6-4 a zeigt geringere Abweichungen zwischen invertierten Wassergehalten und Input-Daten bei niedrigen Wassergehalten, aber eine Verschlechterung der Ergebnisse bei hohen Wassergehalten, die hier auch schon außerhalb des bisher berichteten Gültigkeitsbereichs von MIMICS-UMICH liegen. Die schrittweise Vereinfachung durch Weglassen einzelner erklärender Variablen (Radarkanäle) führte jedoch zu keiner Verbesserung. Der Modellfit wird hierdurch zunächst wiederum in Bereich niedriger Bodenwassergehalte schlechter als das vorherige Verfahren. Werden die Ausreißer identifiziert, so stellt sich heraus, das dies die sehr glatten Flächen, also Flächen mit geringer Standardabweichung der Höhen (0.4 cm) sind. Bei einer Veränderung der Rückstreuung in HH verändert sich der invertierte Bodenwassergehalt von 0.21 auf  $0.44 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , verwendet man das

Polarisationsverhältnis, so beträgt die Veränderung  $0.11 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . weniger. Bei einer Anwendung auf das Bild würden sich hier außerdem Kalibrierungsgenauigkeiten und *Speckle*-Effekte stark auswirken. Ähnliches gilt für die Inversionsmodellanpassung für die Bodenrauhigkeit: Bei der Verwendung es quadratischen Modells mit 3 Radarkanälen wird  $R^2$  0.99 mit einer mittleren Abweichung der Residuen von 0.0005778. Die Abweichungen sind über den gesamten Meßbereich sehr gering.

### 6.2.2 Kubisches Regressionsmodell zur Inversion der Rückstreuung

Im nächsten Schritt wird ein kubisches Modell, das nächst komplexere Modell, anhand der Polarisationsverhältnisse erprobt.

$$m_v = A \cdot p^3 + B \cdot q^3 + C \cdot p^2q + D \cdot q^2p + E \cdot p^2 + F \cdot q^2 + G \cdot pq + H \cdot p + I \cdot q + J.$$

Nach der ersten Iteration verhält sich das Modell schon sehr stabil und ist nach 3 Iterationen konvergiert. Das Bestimmtheitsmaß erreicht 0.99 für den Bodenwassergehalt mit einer mittleren Abweichung der Residuen von 0.0012 und 0.9987 für die Rauigkeit mit einer mittleren Abweichung von 0.00086. Selbst im Bereich glatter Flächen paßt sich der Modellfit sehr gut an die simulierten Daten an. Auch im höheren Teil der Funktion sind die Abweichungen geringer geworden. Gegeneinander geplottet zeigen die simulierten und invertierten Bodenwassergehalte nur noch eine maximale Abweichung von  $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  (Abb. 6-4 a und b).

Eine weitere Verfeinerung kann erzielt werden, indem das kubische Modell nur mit den gleichpolarisierten Radarkanälen berechnet wird. Die visuelle Analyse der Bilddaten zeigte nämlich deutliche nicht erklärbare Schlieren in der HV-Polarisation, die nach FREEMAN 1995 auch problematischer zu kalibrieren ist. Jetzt wird  $R^2$  für den Bodenwassergehalt 0.99364 mit einer mittleren Abweichung der Residuen von 0.00012914 und  $R^2$  für die Oberflächenrauhigkeit wird zu 0.9987 mit einer mittleren Abweichung der Residuen von 0.00087.

### 6.2.3 Erprobung der statistischen Inversionsmodelle

Die Inversionsmodelle werden nach der Gegenüberstellung mit den Input-Daten und der Analyse der Residuen zunächst auf die Daten der Referenzflächen im Gebiet Rügen angewendet. Wie Abb. 6-3 zeigt, erweist sich das kubische Modell auf der Basis der bei-

den gleichpolarisierten Radarkanäle als am geeignetsten für den Bodenwassergehalt und für die Rauigkeit. Beim Bodenwassergehalt unterschätzt das Modell, bei der Rauigkeit treten eher Überschätzungen der *Input*-Daten auf. Die Ergebnisse für das quadratische Modell und die drei Radarkanäle fällt komplett aus dem Wertebereich heraus und kann von vorne herein verworfen werden.

Der Bodenwassergehalt wird vom quadratischen und kubischen Modell extrem überschätzt. Eine vertretbare Anpassung kann am ehesten mit dem kubischen Modell auf Basis der gleichpolarisierten Kanäle erzielt werden. Hier sind jedoch die Unterschätzungen beträchtlich. Die Rauigkeit wird von allen Modelle stark überschätzt. Auch hier liefert das kubische Modell auf der Basis der beiden gleichpolarisierten Kanäle die beste Anpassung. Bei diesem Vergleich ist die geringe Referenzflächenanzahl, der *Speckle*-Effekt und die Mittelung über ganze Ackerflächen zu berücksichtigen.

Die Höhe der Koeffizienten der quadratischen und kubischen Modelle für den Wassergehalt bzw. die Rauigkeit in Tab 6-4 gibt die Gewichtung der jeweiligen Radarparameter wieder. Die quadratischen Modelle 1 und 2 beziehen sich nur auf die Polarisationsverhältnisse und lauten:

$$m_v = A \cdot p^2 + B \cdot q^2 + C \cdot p \cdot q + D \cdot p + E \cdot q + F$$

Für die Polarisationsverhältnisse wird  $p$  [dB] =  $\sigma^{\circ}hh / \sigma^{\circ}vv$  und  $q$  [dB] =  $\sigma^{\circ}hv / \sigma^{\circ}vv$  eingesetzt, sowie die Koeffizienten A bis F bzw. A bis J, je nach Anzahl der Modellparameter. Modelle 3 und 4 verwenden die Gleich- und die Kreuzpolarisation:

$$m_v = A \cdot Lhh^2 + B \cdot Lhv^2 + C \cdot Lvv^2 + D \cdot Lhh \cdot Lhv + E \cdot Lhh \cdot Lvv + F \cdot Lhv \cdot Lvv \\ + G \cdot Lhh + H \cdot Lhv + I \cdot Lvv + J$$

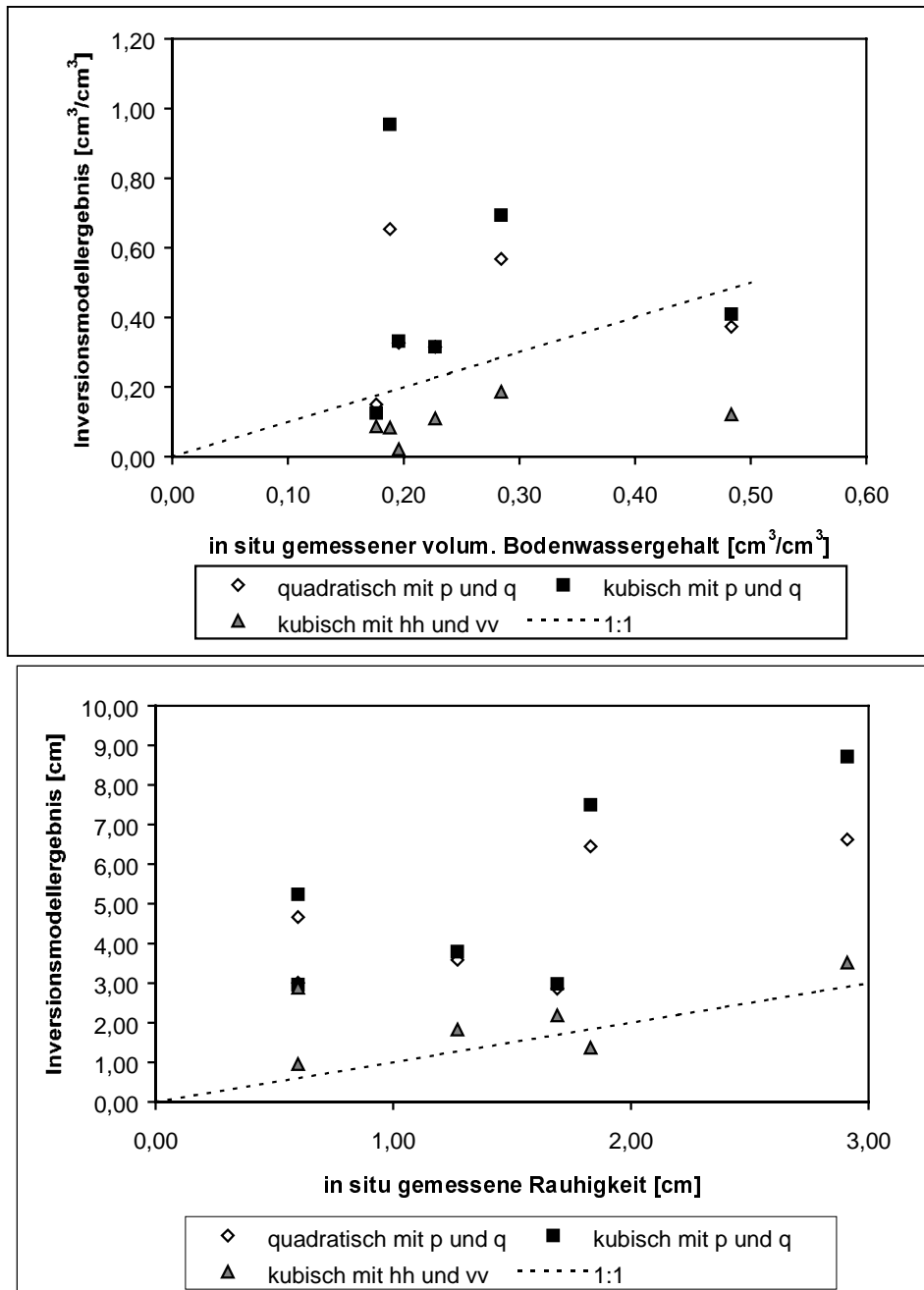
Die kubischen Modelle 5 und 6 auf der Basis der Polarisationsverhältnisse

$$m_v = A \cdot p^3 + B \cdot q^3 + C \cdot p^2 \cdot q + D \cdot q^2 \cdot p + E \cdot p^2 + F \cdot q^2 + G \cdot p \cdot q + H \cdot p + I \cdot q + J$$

und die kubischen Modelle 7 und 8 auf der Basis der einzelnen Radarkanäle:

$$m_v = A \cdot Lhh^3 + B \cdot Lvv^3 + C \cdot Lhh^2 \cdot Lvv + D \cdot Lvv^2 \cdot Lhh + E \cdot Lhh^2 + F \cdot Lvv^2 \\ + G \cdot Lhh \cdot Lvv + H \cdot Lhh + I \cdot Lvv + J$$

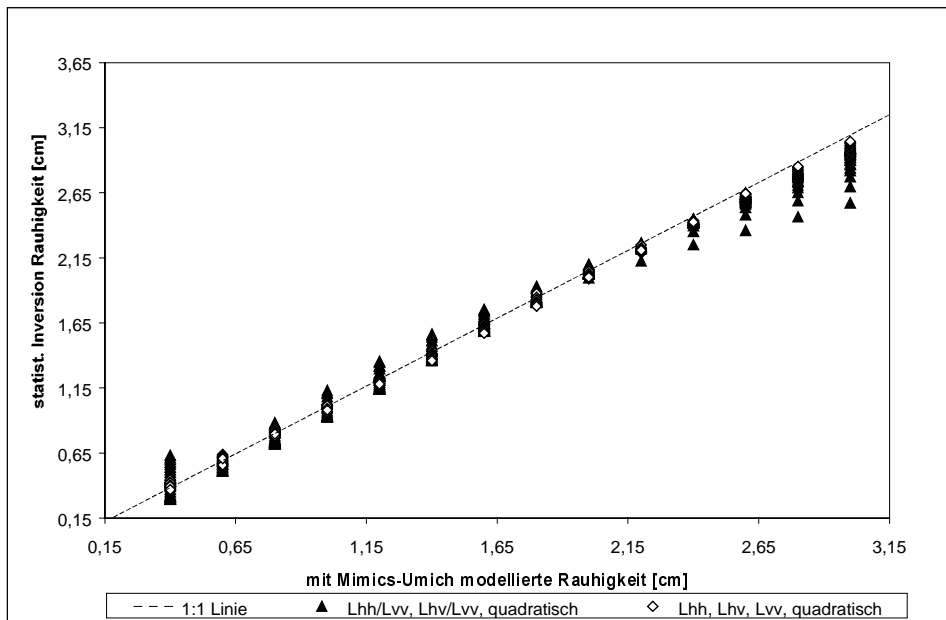
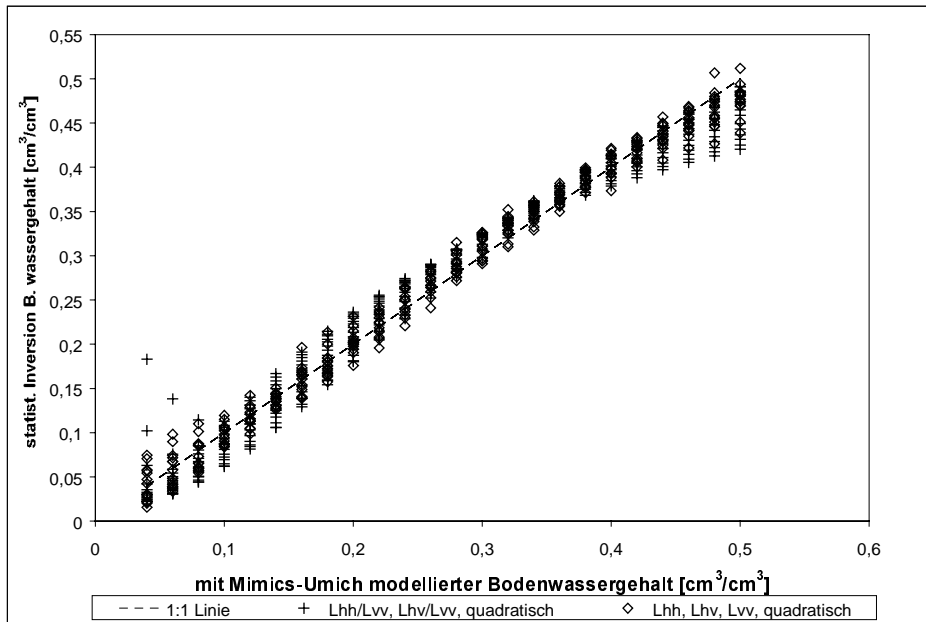
sollen eine verbesserte Anpassung bieten als die der quadratischen Modelle.



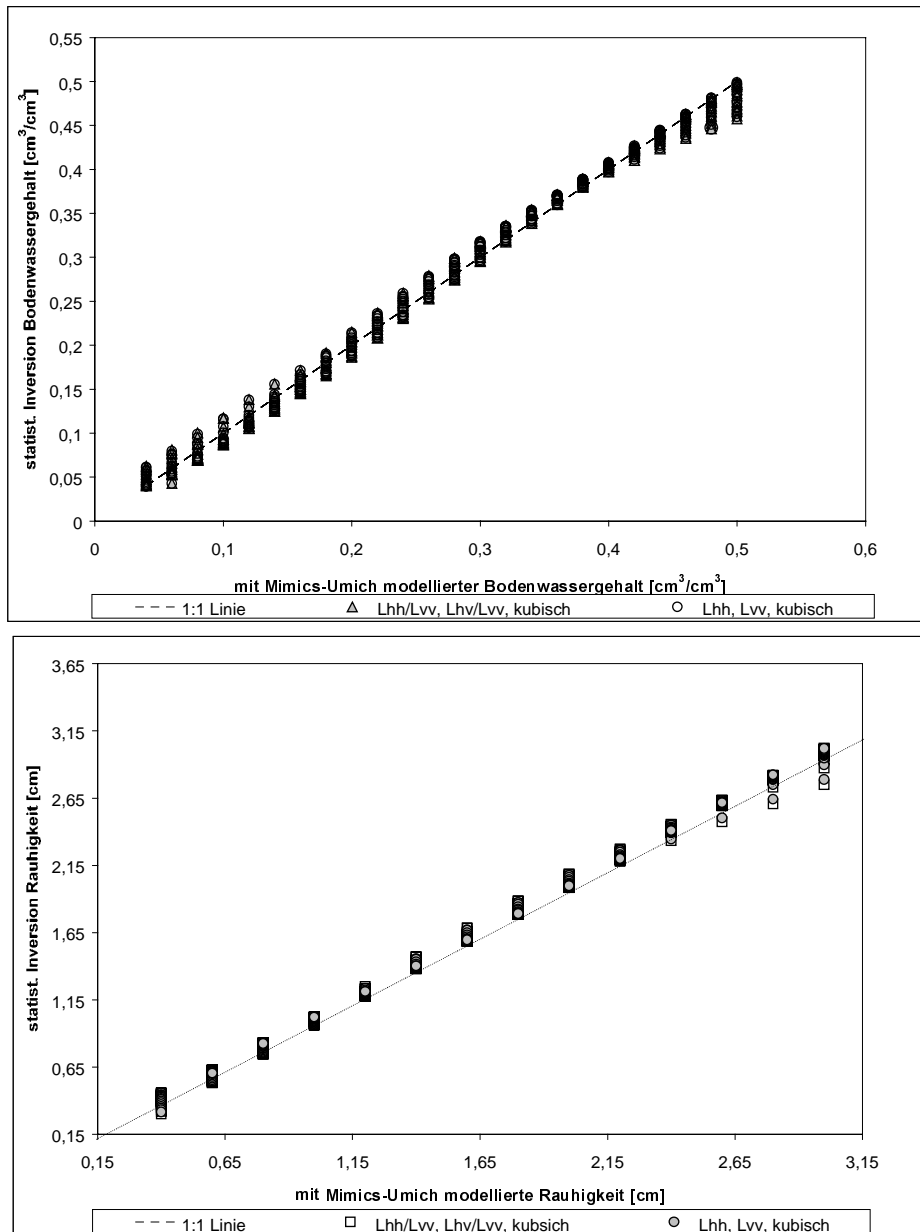
**Abb. 6-3: Anwendung der nicht-linearen Inversionsmodelle auf die Flächenmittelwerte des Rügen MLC-Bildes vom 7.10.1994. a. Bodenwassergehalt, b. Rauhigkeit.**

In der folgenden Abbildung (Abb. 6-4 a und b) werden die Eigenschaften der Modelle visualisiert, um Abschätzen zu können, in welchen Wertebereichen mit hohen Abweichungen zu rechnen ist. Eine Abweichung von der 1:1-Geraden tritt bei allen vier erprobten Varianten für den Bodenwassergehalt und die Rauhigkeit auf. Deutlichste Streuungen werden bei den quadratischen Modellen verzeichnet.

Die quadratischen Modelle (Abb. 6-4 a) bewirken eine Überschätzung des Wassergehalts bei trockenen Verhältnissen von bis zu  $0.15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  absolutem Unterschied. Dem steht eine Unterschätzung bei hohen Wassergehalten ( ab  $0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) von bis zu  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  gegenüber. Die gleiche Tendenz ist für die Rauhigkeit festzustellen. Hier betragen die Abweichungen bis zu  $0.5 \text{ cm}$ , sowohl bei geringer als auch bei hoher Rauhigkeit. Für beide Parameter ist die Kombination der drei L-Band-Kanäle besser geeignet als die Verwendung der Polarisationsverhältnisse HH/VV und HV/VV, wenn ein quadratisches Modell eingesetzt wird. Die kubischen Modelle (Abb. 6-4 b) liegen deutlich enger an der 1:1 Linie und die Unterschiede zwischen den gewählten Radarkanälen sind nicht so groß wie bei den quadratischen Modellen.



**Abb. 6-4 a: Ergebnisse der quadratischen Inversion der mit MIMICS-UMICH modellierten Radarrückstreuung im L-Band HH, VV und HV. Bodenwassergehalt (oben) und Standardabweichung der Höhen (unten).**



**Abb. 6-4 b: Ergebnisse der kubischen Inversion der mit MIMICS-UMICH modellierten Radarrückstreuung im L-Band HH, VV und HV. Bodenwassergehalt (oben) und Standardabweichung der Höhen (unten).**



### 6.3 Inversion der Bilddaten mit Hilfe statistischer Modelle

Für die Anwendung der kubischen und quadratischen Modelle mit den Koeffizienten aus Tab. 6.3 auf der Basis der mit MIMICS-UMICH modellierten Daten und den Polarisationsverhältnissen mit Gültigkeitsbereich für L-Band-Daten bei 45° Einfallswinkel und einem Bodenwassergehalt zwischen 0.04 und 0.50 wird der geometrisch entzerrte SIR-C/X-SAR Datensatz vom 7. Oktober 1994 verwendet. Die Intensitäten des 8-Bit Datensatzes werden nach  $\sigma^{\circ} = 10 \cdot \log_{10} (\text{Grauwert} / \text{Skalierungsfaktor})^2$  umgerechnet und eine 400 x 400 Pixel große Subszene des MLC-Rügendatensatzes benutzt. Jedes Modell wird an 4 Bildbeispielen erprobt: der ungefilterten *Speckle* enthaltenden Szene und je einem 5x5, 7x7 und 9x9 *Refined-Gamma-MAP* gefilterten Datensatz (LOPES et al. 1990a, 1990b). Der Wertebereich für die resultierenden Ergebnisbilder des Bodenwassergehalts in  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  und der Rauigkeit in cm Standardabweichung der Höhen wird gemäß der MIMICHS-UMICH Kriterien eingeschränkt und den auszuschließenden Pixeln der Wert Null gegeben. Bei allen verwendeten Datensätzen erhalten die vegetationsbedeckten Flächen extrem hohe Bodenwassergehalte oder Rauigkeitswerte und müssen vernachlässigt werden. Aber auch auf vielen unbewachsenen oder spärlich bewachsenen landwirtschaftlichen Flächen treten zahlreiche Ausreißer oder Fehlzugeweisungen auf. Die Ergebnisbilder für die 4 Inversionsmodellierungsvarianten und unterschiedlich gefilterten Daten sind in Abb. 6-6 (im Anhang) für den Bodenwassergehalt und Abb. 6-7 (im Anhang) für die Rauigkeit dargestellt. Der Anteil schwarzer, also zu geringer Werte für den Bodenwassergehalt bzw. die Rauigkeit, und weißer Pixel, also zu hoher Werte, ist bei allen Inversionsverfahren hoch. Lediglich bei den kubischen Modellen sind Ackerflächenstrukturen zu erkennen.

#### 6.3.1 Anwendung des kubischen Modells

Aufgrund der gut angepaßten Modell-Fits in Abb. 6-4 im Validitätsbereich von MIMICS-UMICH war zu vermuten, daß das kubische Modelle auf der Basis der Polarisationen HH und VV zu guten Ergebnissen führen müßte. Dies ist jedoch nur für die Inversion auf der Basis der Polarisationsverhältnisse der Fall. Nur jeweils ca. 22 - 30% der Pixel werden einem Bodenwassergehalt bzw. 38 - 45% einer Rauigkeit zugeordnet, wobei die Filterung mit dem 5x5 Fenster zu einer bis zu 10%igen Steigerung der zugeordneten Pixel

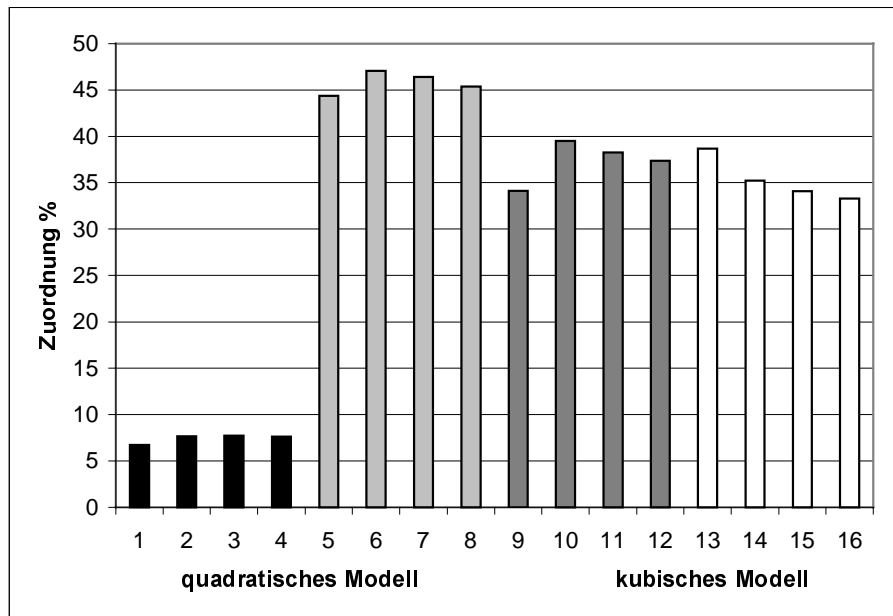
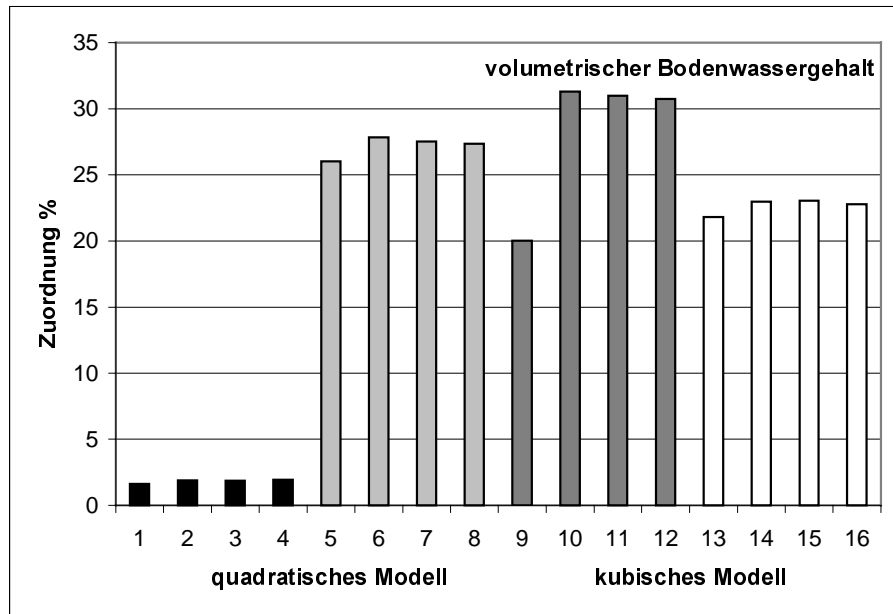
führt (Abb. 6.5). Nutzungsgrenzen sind ansatzweise zu erkennen, aber nicht zufriedenstellend wiedergegeben. Eine stärkere Filterung führt zwar zu aggregierteren Flächen, erhöht die Gesamtanzahl der zugeordneten Pixel jedoch nicht in zufriedenstellendem Maß. Die Inversion auf der Basis der quadratischen Modelle unter Verwendung der einzelnen Radarkanäle (HH, VV, HV) und der Polarisationsverhältnisse führt zu keinem brauchbaren Ergebnis. Nur wenige Prozent der Pixel erhalten eine Zuordnung. Von einer erfolgreichen Regionalisierung kann nicht gesprochen werden.

Der hohe Anstieg zugeordneter Pixel in Abb. 6-5 b tritt aufgrund der vielen falschen Pixelzuordnungen auf bewachsenen Flächen, z.B. auch auf bewaldeten Flächen auf. Diese wurden in der bildlichen Darstellung jedoch maskiert. Zur weiteren Verifikation sollte die Übereinstimmung des besten Inversionsergebnisses mit den Referenzdaten, z.B. der Substratkarten und der geostatistisch aufbereiteten auf den Referenzflächen gemessenen Bodenwassergehalte mit Hilfe von Verwechslungsmatrizen untersucht werden. Dies erübrigt sich jedoch hier, da nur ein geringer Anteil der Pixel der Testflächen eine Zuordnung erhielten.

### **6.3.2 Zwischenfazit zur Anwendung statistischer Inversionsmodelle**

Die Ursache für die schlechte Verwendbarkeit der nicht-linearen Modelle liegt in der *Speckle*-Charakteristik der Bilddaten und der darin begründeten hohen lokalen Variabilität der Rückstreuungskoeffizienten. Selbst gängige *Speckle* -Filter konnten zwar zu einer 20%igen Steigung der Pixelzuordnungen führen, ergaben jedoch keine zufriedenstellende Möglichkeit eine Karte des Bodenwassergehalts aus den Bilddaten herzustellen. Ein weiterer Grund ist das abnormale Verhalten der Kreuzpolarisation, aufgrund derer die Modellierungsverfahren versagen. Die Kreuzkalibrierung der Kanäle untereinander entspricht nicht der von MIMICS-UMICH vorhergesagten Wertebereiche.

Da einfache statistische Modelle im Gebiet Rügen zu keinem zufriedenstellenden Regionalisierungsergebnis geführt haben, wird im Kapitel 5.3 ein multi-temporaler Datensatz aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA mit der gleichen Methode bearbeitet. Im folgenden Kapitel 6.3 wird ferner die Leistungsfähigkeit physikalischer Inversionsmodelle für die direkte Ableitung des Bodenwassergehalts und der Rauigkeit aus dem polarimetrischen Datensatz untersucht.



**Abb. 6-5: Prozentuale Zuordnung der Pixel einer MLC-Szene vom 7.10.1994 unterschiedlich gefilterter Datensätze zu einem a. Bodenwassergehalt und einer b. Oberflächenrauigkeit. 1-8: quadratisches Modell, 9-16: kubisches Modell im ungefilterten bzw. 5x5, 7x7 und 9x9 *Refined Gamma* MAP gefilterten Zustand.**

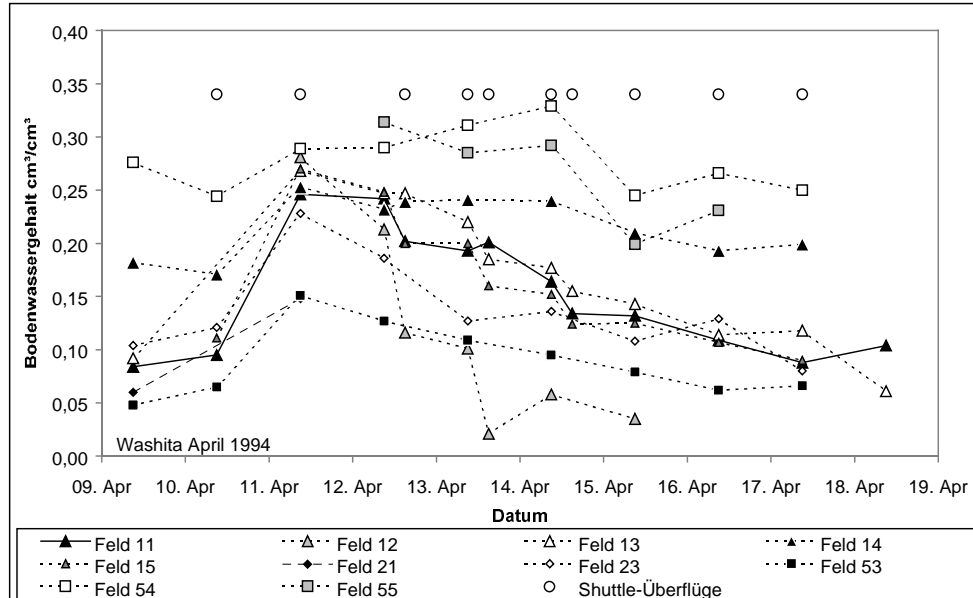
## **6.4 Erprobung des kubischen Inversionsmodells an einem multi-temporalen Datensatz aus dem Gebiet Washita, Ok, USA.**

### **6.4.1 Gebietscharakteristik und Meßkampagnen**

Der vorher verwendete Datensatz aus dem Untersuchungsgebiet Rügen scheint für eine generelle Verwerfung und Verallgemeinerung der Aussagen zu gering. Deshalb wird für die weitere Überprüfung ein Datensatz aus dem Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma, USA verwendet. Sie wurden während der SIR-C/X-SAR Kampagnen im April und Oktober 1994 aufgenommen und von Arbeitsgruppen am NASA *Goddard Space Flight Center, Hydrology Branch* sowie Arbeitsgruppen am USDA ARS, Greenbelt, Maryland, und Instituten der Princeton University, Princeton, New Jersey ausgewertet (WANG et al. 1997). Das Untersuchungsgebiet liegt in der Nähe des Ortes Chickasha, 60 km südwestlich von Oklahoma City, Oklahoma, USA. Es handelt sich um ein intensiv durch den USDA/ARS untersuchtes hydrologisches Wassereinzugsgebiet von 40 · 25 km Größe, das überwiegend aus Weideland, Wiesen und landwirtschaftlich genutzten Flächen mit dazwischen gelegenen verbuschten Tiefenlinien besteht. Einige kleine Orte und Waldflächen, sowie ein rechtwinkliges Straßennetz im Abstand von 1.6 km charakterisieren das Gebiet (Abb. 6-17). Die Nutzung der untersuchten Flächen (Tab. 6-5) ist meistens Grasland, Weide oder Wiese. Die Substrate bestehen aus schluffigem Lehm bis Feinsand. Der Sandgehalt liegt zwischen 10 und 90%, der Tongehalt variiert zwischen 5 und 30%. Die Referenzmessungen des Bodenwassergehalts wurden von den amerikanischen Experimentatoren mit Hilfe von Stechzylindern in den ersten 5 cm des Profils durchgeführt. Die Messungen folgten einem durch Schrittmaß täglich erneut festzulegendem Muster im Abstand von ca. 50-300 m. Über alle Proben (12-18 Stück) eines Feldes wurde gemittelt und der gravimetrische Bodenwassergehalt mit Hilfe der für jede Fläche ermittelten Lagerungsdichte in den volumetrischen Bodenwassergehalt umgerechnet (Abb. 6-10). Die Standardabweichung der Bodenwassergehalte beträgt 3-4% je Fläche. Die Rauigkeit wurde mit Hilfe von gerasterten 2 m langen Panelen fotografisch erfaßt und dann digitalisiert, um die Standardabweichung der Höhen und die Autokorrelationslänge berechnen zu können. Zur Inversion der Rückstreuung in den Bodenwassergehalt und die Rauigkeit wird das aus der MIMICS-UMICH Rückstreuungsmodellierung in Kapitel 6.2 abgeleitete kubische Modell verwendet. Dies ist gerechtfertigt, da das Substrat keine Auswirkung auf die Rückstreuung hat.

**Tab. 6-5: Nutzung der Referenzflächen. Washita, Oklahom, USA, 1994.**

Feld Nummer	Nutzung April	Nutzung Oktober
11	Alfalfa	Alfalfa
12	unbewachsen	unbewachsen/StoppeIn
13	Winterweizen	unbewachsen/gepflügt
14	Weide	Weide
15	Hafer	keineAngaben
21	Weide	keineAngaben
22	Weide	keineAngaben
23	Weide	Weide
62	Gras	Gras



**Abb. 6-10: Zeitlicher Verlauf des volumetrischen Bodenwassergehalts in 0-5 cm u. Fl. im Gebiet Washita, Oklahoma, während der SIR-C/X-SAR Kampagne im April 1994 und Zeitpunkt der Shuttle-Überflüge. washit94.xls**

#### 6.4.2 Vergleich der Feldmessungen mit Radardaten

In Folgenden wird insbesondere der Bodenwassergehalt und die Auswirkung auf die Radarrückstreuung untersucht. Vergleicht man die gemessenen Bodenwassergehalt und die Radarrückstreuung der 3 Polarisationen bei einem Einfallswinkel von  $28^\circ$ , so zeigt sich ein Dynamikbereich von 10 dB zwischen dem nassesten ( $0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) und dem trockensten Feld ( $0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ). Die Standardabweichungen bei einen linearen Fit betragen  $\pm 2.5 \text{ dB}$  im HH bzw.  $\pm 2.1 \text{ dB}$  im VV (WANG et al. 1997). Betrachtet in der Größenordnung des

Bodenwassergehalt wären dies  $0.063 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  in der HH Polarisation und  $0.043 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  in der VV Polarisation. Diese Untersuchungen zusammen mit der von FREEMAN et al. (1995) angegebenen Kalibrierengenauigkeit führen bei WANG et al. zu dem Schluß, daß der Bodenwassergehalt mit einer Genauigkeit von  $0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  aus polarimetrischen L-Band abgeleitet werden kann. Hierbei wurde die Kreuzpolarisation jedoch vernachlässigt und davon ausgegangen, daß ein linearer Fit die Abhängigkeit genau genug beschreibt. Ferner wurde diese Beziehung nur für einen Einfallswinkel von  $28^\circ$  ermittelt.

Die Untersuchungsbedingungen in Tab. 6-7 verglichen mit den Bedingungen für das Gebiet Rügen (Tab. 6-1) zeigen, daß die Oberflächen hier rauher sind, die Sandgehalte einen breiteren Schwankungsbereich haben, der Tongehalt etwa gleich ist und der Bodenwassergehalt deutlich niedriger ist. Die Einfallswinkel verändern sich während der mehrtägigen Aufzeichnung erheblich.

**Tab. 6-6: Radardaten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA.**

<b>April 1994</b>	<b>Einfallswinkel</b>	<b>Oktober 1994</b>	<b>Einfallswinkel</b>
11.4.	28.0	2.10.	28.4
12.4.	42.3	3.10.	41.3
13.4.	50.1	4.10.	49.9
14.4. morgens	56.3	5.10.	47.2
14.4. nachmittags	48.3	6.10.	40.1
15.4. morgens	60.2	10.10.	34.4
15.4. nachmittags	42.4	-	-
16.4.	36.2	-	-
17.4.	30.9	-	-
18.4.	26.5	-	-

**Tab. 6-7: Radar und Bodenparameter für das Gebiet Washita, Oklahoma, USA, April und Oktober 1994.**

<b>Model-Parameter</b>	<b>April</b>	<b>Oktober</b>
Radar-Frequenz	1.2 GHz	1.2 GHz
Einfallswinkel	$26.5^\circ - 60.2^\circ$	$28.4^\circ - 49.9^\circ$
Bodenwassergehalt	$0.019 - 0.288 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$	$0.03 - 0.23 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$
Standardabweichung der Höhen	0.55 - 5.21 cm	0.38 - 2.86 cm
Autokorrelationslänge	5.12 - 12.9 cm	2.2 - 8.55 cm
Sand	40.0 - 80.0 %	20.6 - 92.0 %
Ton	5.0 - 25.0 %	0.0 - 28.0 %

### 6.4.3 Anwendung des statistischen Inversionsmodells

Die Umrechnung der Bilddaten in den Radarrückstreuungskoeffizienten erfolgt nach mitgelieferten Gleichungen für LHH und LVV [dB] = (Grauwert / (255 / 35)) - 35 und LHV [dB] = (Grauwert / (255 / 35)) - 45. Aus dem April-Datensatz wurden der 11., 12., 13., 15. nachmittags, 17. und 18. verwendet, da die übrigen Termine entweder keine HV Polarisation beinhalteten oder die HV Polarisation Bildfehler enthielt.

In Abb. 6-15 (im Anhang) ist die räumliche und zeitliche Verteilung der Bodenwassergehalte mit einem *Overlay* der Gewässer und Wälder deutlich. Am 11. April, nach dem Niederschlagsereignis mit 15mm und noch einigen kleineren Niederschlagsereignissen während der Kampagne, erhalten die meisten Pixel nicht oder spärlich bewachsener Flächen die Zuordnung eines Bodenwassergehalts. Das rechtwinklige Straßennetz und die verbuschten Tälchen sind ansatzweise erkennbar. Am 12., 13. und 15. April nimmt die Zahl der weißen Pixel deutlich zu, d.h. das kubische Modell schätzt hier den Bodenwassergehalt größer als  $0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  ein. Dieser Wertebereich wurde unterdrückt, weil die Generierung des Parametersatzes für das Modell bisher von ULABY et al. nur bis zu diesem Wassergehalt validiert wurde. Ferner ergaben die Referenzmessungen der amerikanischen Arbeitsgruppe nur Höchstwerte von  $0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . An allen untersuchten Terminen werden die meisten Pixel in die Bodenwassergehaltsklasse von  $< 0.15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  eingeordnet, wobei die absolute Anzahl im Verlauf der Zeit zurück geht, was dem von WANG et al. beschriebenen Abtrocknungszyklus entspricht. Der diagonal nordwestlich bis südwestlich verlaufende Strich in der Abbildung ist ein 4-spurige *Interstate*-Straße, für die es aufgrund der Rückstreuung keine Lösung gibt. Die Verteilungsmuster besitzen lokale Schwerpunkte, die über die Zeit gleich bleiben. D.h. die Rückstreuungseigenschaften in Bezug auf die Relationen zwischen den Radarkanälen bleiben ähnlich. Dies sind Flächen ohne oder mit spärlicher Vegetation. In Abb. 6-16 (im Anhang) wird deutlich, daß die Bodenrauhigkeit durch das kubische Modell noch stärker überschätzt wird. Die Anzahl der als zu rau eingestuft Pixel mit 80 bis 90% der Gesamtanzahl der Fläche jeder einzelnen Szene liegt unvertretbar hoch.

### 6.4.4 Verifizierung der Modellergebnisse der statistischen Inversion

Werden die Ergebnisse für den Bodenwassergehalt auf der Basis der Referenzflächen betrachtet, so zeigt sich auch hier (Abb. 6-12), daß für sehr viele Pixel keine numerische

Lösung vorhanden ist. Insbesondere am 15. April werden wenige Pixel zugeordnet (Abb. 6-13). Die meisten Lösungen werden am 11. April erzielt. Die mittlere Anzahl der Zuordnungen liegt bei 50-60 %. Der Grund für den Ausschluß derartig vieler Pixel, betrachtet wurden hier nur Bodenwassergehalt  $> 0$  und  $< 0.50 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , liegt in der ungünstigen Kombination der Rückstreuungswerte in den verwendeten Polarisationen. Dies kann z.B. auftreten, wenn sich die Rückstreuung nicht wie  $VV > HH > HV$  verhält, da dies bei der Generierung des Rückstreuungsreferenzdaten durch MIMICS-UMICH für die Ableitung des kubischen Modells vorausgesetzt wird.

Für die Bodenrauigkeit der Referenzflächen gilt Ähnliches: Die mittlere Anteil der Zuordnungen zu einem Rauigkeitswert durch das kubische Modell liegt bei 30-40% und am 15. April treten die wenigsten gültigen Rückstreuungskombinationen auf. Feld 11 (Alfalfa) und Feld 21 (Weide) erhalten an jedem Termin wenige korrekte Zuordnungen. Auch die einzige unbewachsene Fläche (Feld 12) erhält ebenfalls wenige zugeordnete Pixel zu einem Rauigkeitswert, d.h. nicht nur die Vegetation, sondern auch die Rauigkeit, wirkt sich störend auf die Zuordnung aus.



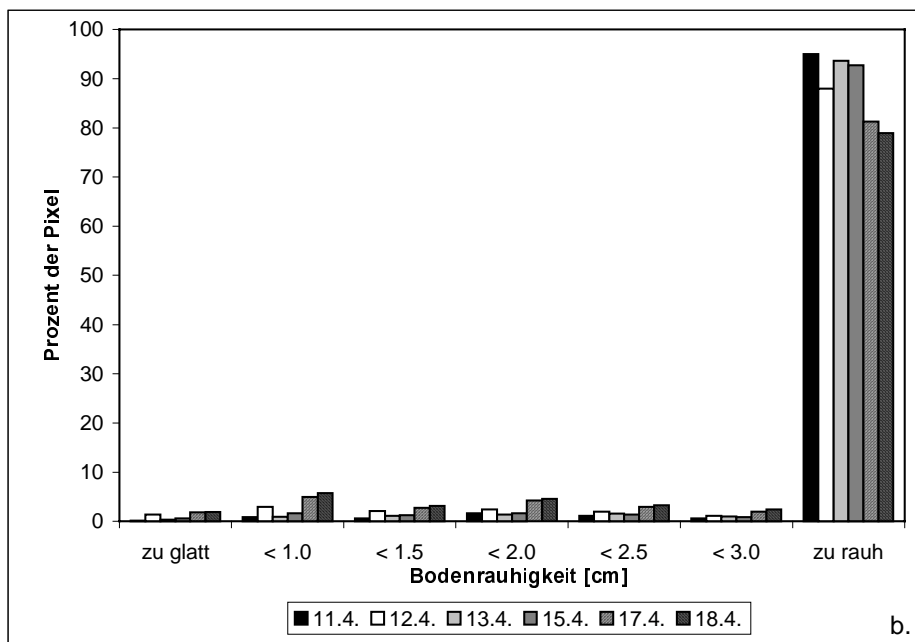
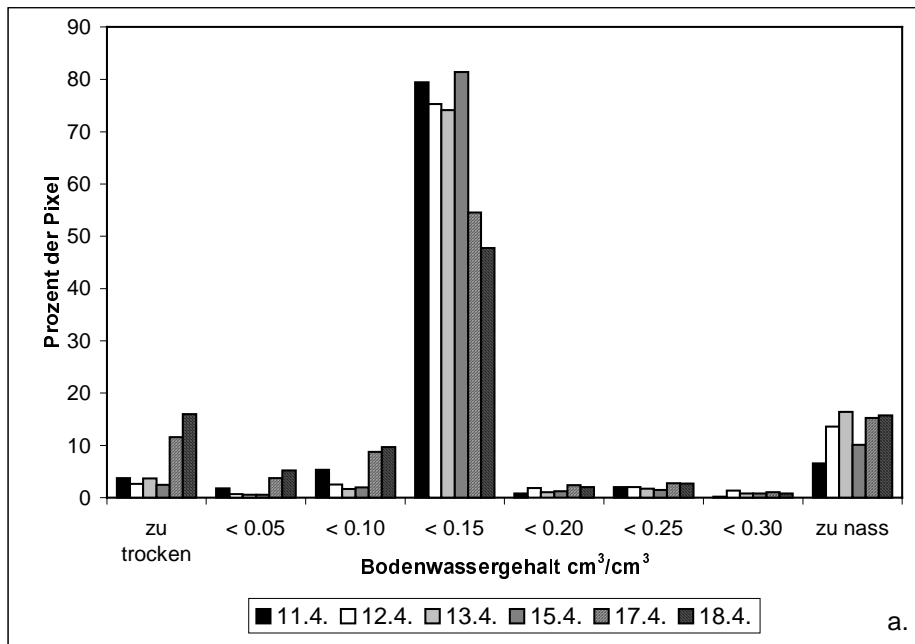


Abb. 6-11: Prozentualer Anteil der zugeordneten Pixel im Gesamtbild für a: Bodenwassergehalt 0-5 cm u. Fl. und b: Rauhhigkeit bei der Verwendung eines kubischen Inversionsmodells.

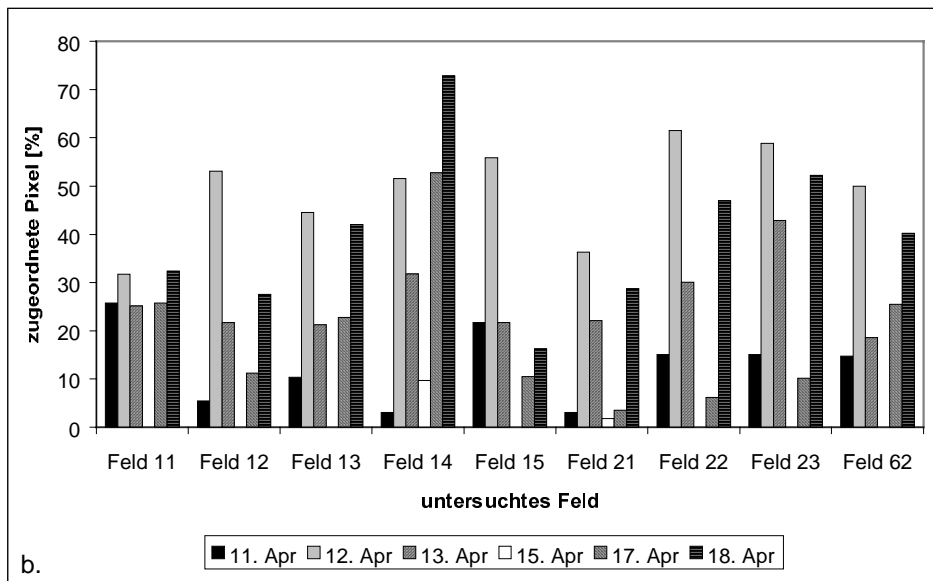
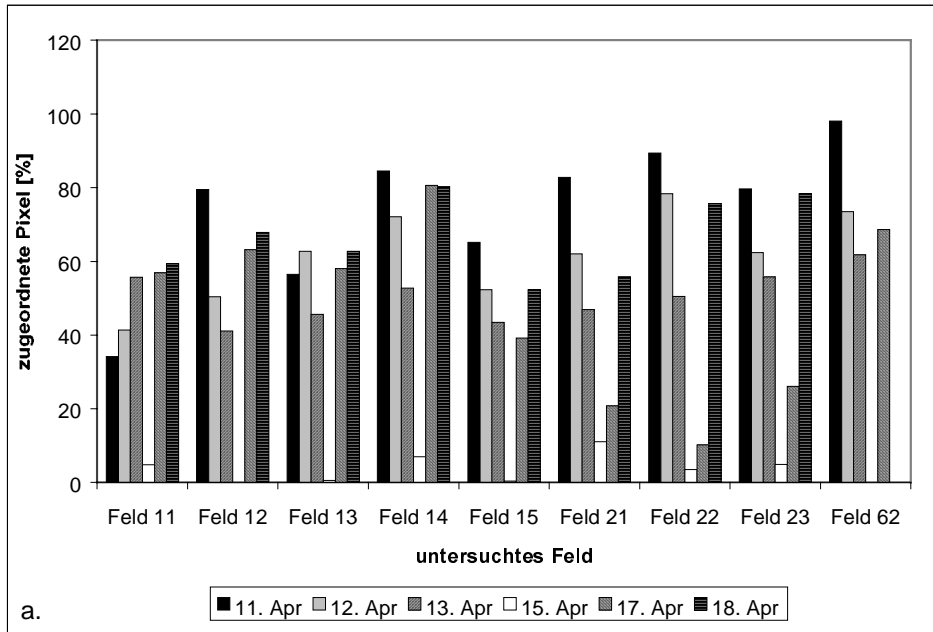


Abb. 6-12: Prozentualer Anteil der Pixel, für die das kubische Modell eine Lösung hat. Testflächen im Gebiet Washita, April 1994. a: Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl., b: Bodenrauhigkeit.

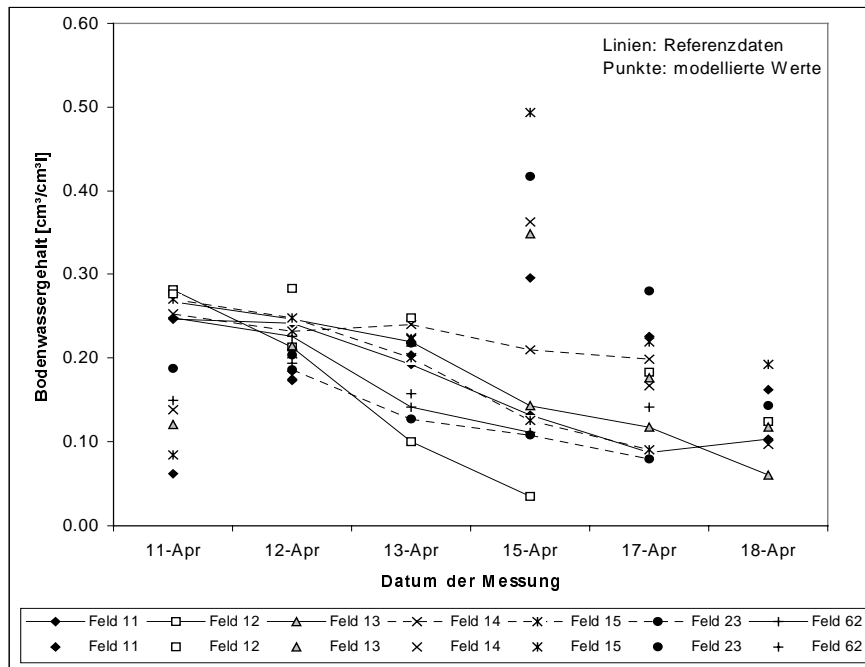


Abb. 6-13: Zeitlicher Verlauf der Güte einer Inversion der Rückstreuung in den volumetrischen Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl. mit einem kubischen Modell. SIR-C/X-SAR Daten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, April 1994.

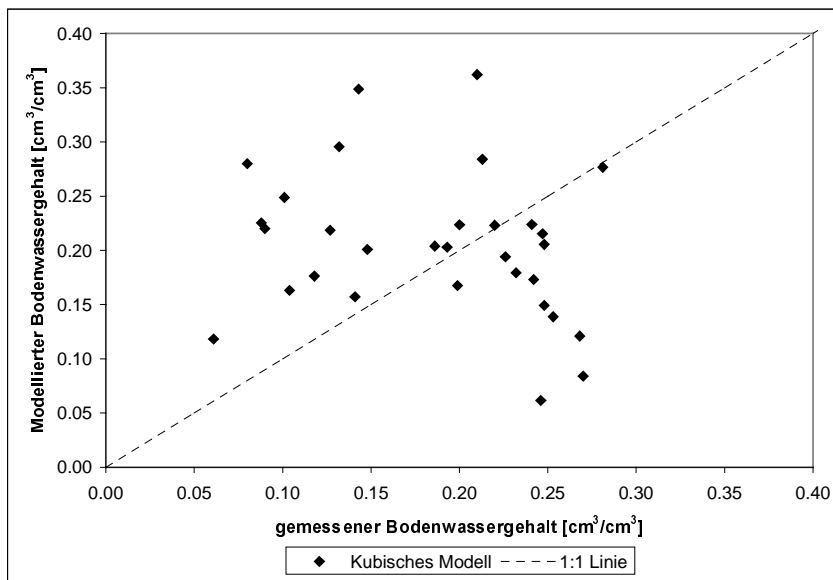


Abb. 6-14: Multi-temporaler Vergleich der Mittelwerte des Bodenwassergehalts in 0-5 cm u. Fl. für die Referenzflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, April 1994.

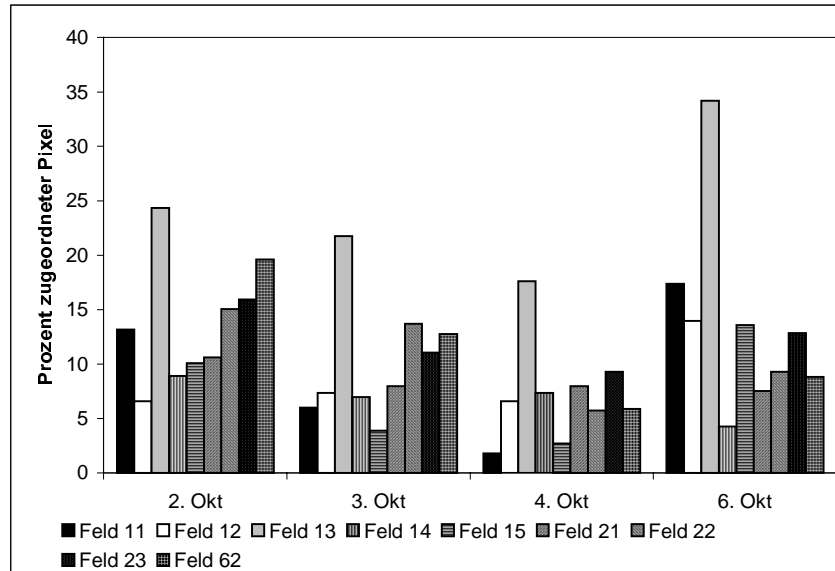


Abb. 6-18: Prozentualer Anteil der Pixel, für die das kubische Modell eine Lösung für den Bodenwassergehalt hat. Testflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, Oktober 1994.

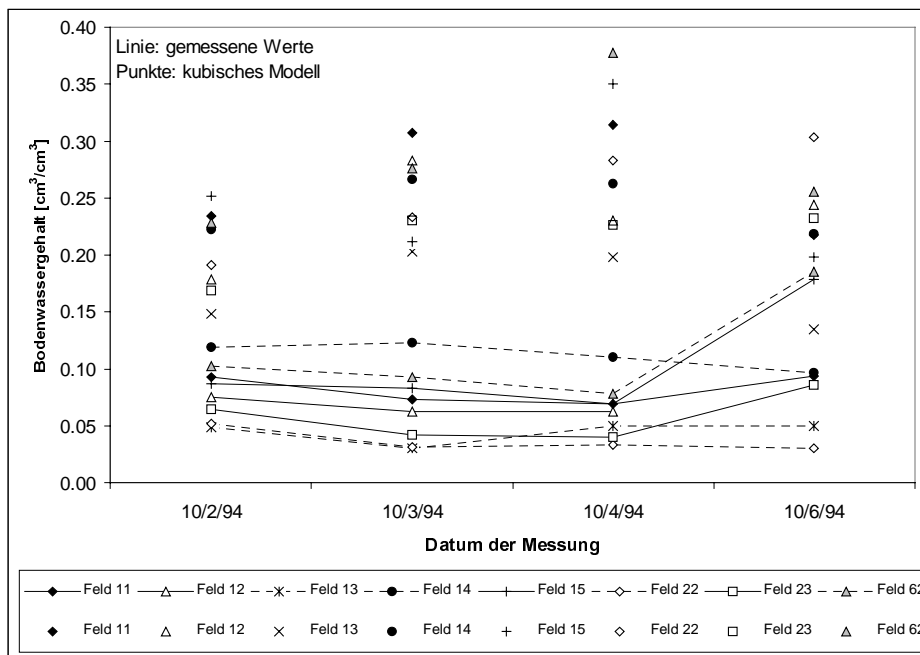
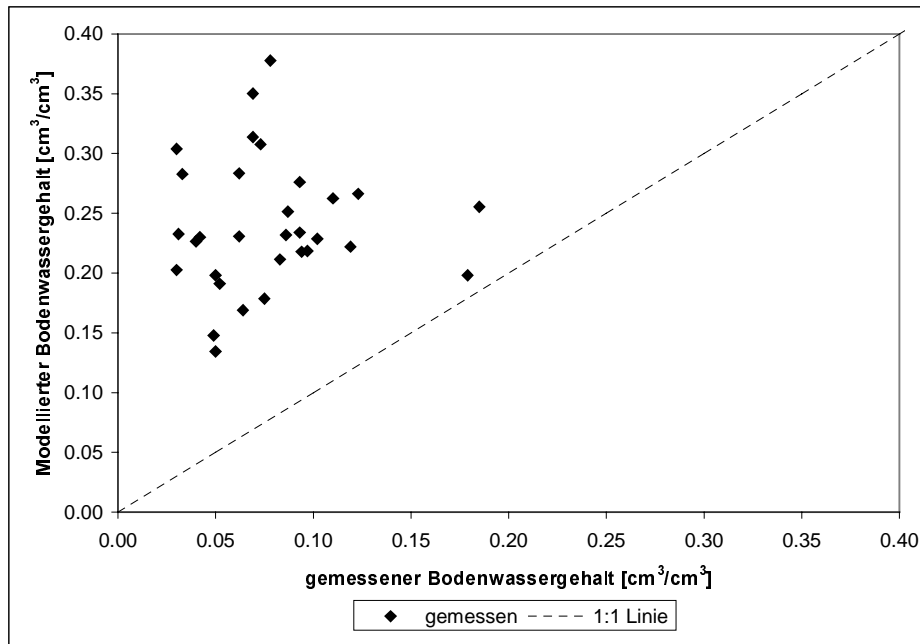


Abb. 6-19: Zeitlicher Verlauf der Güte einer Inversion der Rückstreuung in den volumetrischen Bodenwassergehalt mit einem kubischen Modell. SIR-C/X-SAR Daten aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, Oktober 1994.



**Abb. 6-20: Multi-temporaler Vergleich der Mittelwerte des Bodenwassergehalts für die Referenzflächen im Gebiet Washita, Oklahoma, Oktober 1994.**

Abb. 6-18, Abb. 6-19, Abb. 6-20 fallen im Oktober-Datensatz schlechter als für den April 1994 aus. Die Anzahl der fehlenden Pixel ist im Oktober noch höher als im April und erreicht teilweise bis zu 90%. Für Feld 13, das einzige unbewachsene Feld der Untersuchungen werden jeweils die meisten Pixel zugeordnet.

Der Bodenwassergehalt wird ausnahmslos durch das kubische Modell überschätzt (Abb. 6-18). Auch die zeitliche Dynamik wird in keiner Weise wiedergegeben. Die Trends verlaufen sogar entgegengesetzt. Die mittlere Anzahl zugeordneter Pixel liegt nur bei etwa 35%. Von WANG et al., die den Datensatz zur Verfügung gestellt haben, findet sich jedoch leider keine Veröffentlichung über die Meßergebnisse dieser zweiten Shuttle-Radarkampagne.

### **6.5 Zwischenergebnisse zur Anwendung einfacher statistischer Inversionsmodelle**

Die Versuche, eine Inversion der Rückstreuung in den Bodenwassergehalt und die Rauigkeit mit Hilfe einfacher statistischer Modelle zu erzielen und damit eine Regionali-

sierung der Bodenparameter zu erreichen, verliefen negativ. Zu wenig Pixel erhielten eine Lösung. Die Lösung, die das Modell erbrachte weichen stark von den gemessenen Acker-mittelwerten ab. Dieses gilt für beide Untersuchungsgebiete: den mono-temporalen Fall des Untersuchungsgebietes Rügen und den multi-temporalen Fall des Untersuchungsgebietes Washita, Oklahoma, USA.

Zur Beurteilung der Güte der Inversion mit Hilfe eines kubischen Modells für das Gebiet Washita wird WANG et al (1997) herangezogen. Hierin wird der gleiche Datensatz aus dem Gebiet Washita 1994 u.a. für die Inversion mit dem Modell nach SHI (1995) und DUBOIS et al. (1991) eingesetzt wird. Angewendet auf den multi-temporalen SIR-C Bilddatensatz vom April 1994 wurde ebenfalls nur für einen geringer Anteil der Pixel eine Lösung gefunden. Beide Algorithmen sind nicht dafür ausgelegt, gute Ergebnisse über dicht bewachsenen Flächen zu erzielen. Die Vegetation wird aus der Analyse ausgeschlossen, indem alle Pixel bei denen  $\sigma_{hv}^{\circ}/\sigma_{vv}^{\circ} > -11$  dB ist vernachlässigt werden. Das entspricht laut DUBOIS et al. (1995) einem normalisierten Vegetationsindex optischer Fernerkundungsdaten von 0.4. Ferner werden Pixel bei denen  $\sigma_{hh}^{\circ} \geq \sigma_{vv}^{\circ}$  ist, aus der Berechnung ausgeschlossen, weil dies der Rückstreuungstheorie widerspricht. Schließlich werden noch multiple Streuungseffekte durch die Zerlegungsmethode der STOKES Matrix, wie in CLOUDY (1992) beschrieben, unterdrückt. Die Anwendung der beiden Modelle auf den oben beschriebenen multi-temporalen Washita-Datensatz spiegelt in beiden Fällen den Austrocknungszyklus des Bodens nach einem 15 mm Ereignis am Vortag wieder. Je trockener die Bodenverhältnisse sind, desto höher wird jedoch die Anzahl der Pixel ohne eine Lösung. Davon sind diejenigen Pixel betroffen, die aufgrund der oben beschriebenen Ausschlußkriterien nicht berücksichtigt werden. Die Genauigkeit des Modelloutputs wird anhand einer linearen Regression mit den gemessenen Feldmittelwerten aller Zeitpunkte und aller Bodenbedeckungsarten erzielt und führt zu einer Standardabweichung von 0.053 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> für unbewachsene Flächen. Lediglich die Alfalfa-Flächen werden aus der Analyse herausgenommen.

Das größte Problem war die Kalibrierbarkeit der Daten: Die Daten in der HV Polarisation sind nur mit 3-4 dB Genauigkeit kalibrierbar. Dies wurde von WANG et al 1997 im Zusammenhang mit einer Anwendung des Inversionsmodells von OH et al. (1992) auch festgestellt. ULABY & SIQUIERA (1995) raten zur Verwendung des Polarisationsverhältnisses  $p = HH/VV$  zusammen mit der HH Polarisation, was etwa dem Ansatz von DUBOIS et

al. (1995) entspricht. SHI (1995) dagegen untersucht verschiedenste Kombinationen unterschiedlich polarisierter Rückstreuungskoeffizienten und kam zu dem Ergebnis, daß die Verwendung von  $\sqrt{(\sigma_{hh}^{\circ} \sigma_{vv}^{\circ})}$  und  $\sigma_{hh}^{\circ} + \sigma_{vv}^{\circ}$  zu den besten Ergebnissen führte. Dies wird in seinem Inversionsmodell berücksichtigt wird.

Auch Untersuchungen mit „...einer Anzahl von...“ AIRSAR Daten durch WANG et al. (1997) ergaben anscheinend eine recht gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Bodenwassergehalten bzw. Rauigkeitsparametern. Jedoch wird hier nur der Vergleich der Standardabweichung der Höhen mit tabellarischen Daten von nur 5 Testflächen untermauert. Die Vergleich mit dem Bodenwassergehalt werden nicht im Detail berichtet. Aus diesen Angaben können keine Schlüsse auf die Verwendbarkeit der Modelle gezogen werden.

Fakten, die bei den Analysen von WANG et al. (1997) nicht berücksichtigt wurden, sind die unterschiedlichen Einfallswinkel und der Einfluß des Blickwinkels auf das Untersuchungsgebiet aus aufsteigenden und absteigenden Orbits des Shuttles.





## 7 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Analyse von Radardaten verschiedener Systeme mit synthetischer Apertur, unterschiedliche Frequenzen, Polarisationen und in Untersuchungsgebieten mit verschiedenen statistischen und rückstreuungstheoretischen Verfahren zeigt die Möglichkeiten und Grenzen der Verfahren für die Regionalisierung des Bodenwassergehalts und der Rauhigkeit auf. Hieraus lassen sich einige allgemeine Ergebnisse hinsichtlich der Bilddaten formulieren, aber auch quantitative Aussagen hinsichtlich der Genauigkeit der Meßmethodik treffen.

Radardaten von flugzeuggetragenen Systemen zeigen im P-Band oft Bildstörungen, die durch Zivilfunk oder Wetterradar hervorgerufen werden können. Dies beeinträchtigt die Bildqualität und damit die Auswertungsergebnisse. L-Band und C-Band-Daten weisen diese Störungen selten auf. Die Bildgeometrie mit extremen Einfallswinkelunterschieden zwischen *near* und *far range* erfordert eine geometrische Aufbereitung zur Erzeugung von quadratischen Pixeln, die vor der Paßpunktentzerrung durchgeführt werden muß. Meistens wird diese von einer Anpassung des Dynamikabfalls über die *range* Richtung begleitet. Zur Unterdrückung des *speckle* werden entweder adaptive Filter vor einer Visualisierung oder multivariat statistischen Klassifikation eingesetzt oder es werden *multi looking* Verfahren verwendet (etwa bei den Inversionsmodellen nach SHI 1991 oder DUBOIS 1995), bei denen Pixelgruppen auf Kosten der geometrischen Auflösung zusammengefaßt werden. Auf die Berücksichtigung von digitalen Geländemodellen zur Korrektur der Radarschattenbereiche kann verzichtet werden, da ausschließlich flache Gebiete untersucht wurden.

Die Analyse des Zusammenhangs zwischen dem gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm u. Fl. und > 2-6 cm u. Fl., dem volumetrischen Bodenwassergehalt sowie der Lagerungsdichte in > 2-6 cm u. Fl. und den Radarrückstreuungskoeffizienten flugzeuggetragener polarimetrischen Daten in den hier als Radarkanäle bezeichneten Frequenzen P-, L- und C-Band in HH, VV und HV Polarisation (Kapitel 4) und aus den Meßpunktumgebungen von 69 Meßpunkten sollte möglichst zu einer inneren Differenzierung der Ackerflächen führen und ergab folgendes:

1. Die lineare Regression ist anwendbar, da sich der Zusammenhang zwischen dem Bodenwassergehalt und der Rückstreuung im untersuchten Wertebereich des Wassergehalts linear verhält. In der univariaten Regressionsuntersuchung von Rückstreuungs-

koeffizienten und Referenzmessungen des gravimetrischen Bodenwassergehalts in 0-2 cm u. Fl. aus Meßpunktumgebungen bestehend aus möglichst wenig Pixeln wurden bei der Verwendung nur eines Radarkanals die besten Ergebnisse mit L-Band vv mit  $R = 0.63$  erzielt. Vielfach ergab die Regressionsanalyse negative Steigungen der Regressionsgeraden oder nicht-signifikante Ergebnisse. Bei Verwendung mehrerer Radarkanäle in der schrittweisen Regression schnitt L-Band in den beiden Gleichpolarisationen am besten ab ( $R = 0.67$ ). Für den volumetrischen Bodenwassergehalt und die Lagerungsdichte, sowie für tiefere Profilmereiche konnten keine gültigen univariaten, linearen Modelle aufgestellt werden.

2. Bei der multiplen Regressionsanalyse an Meßpunktumgebungen wird das beste Ergebnis für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm u. Fl. bei Verwendung aller HH und vv polarisierten Daten im C-, L- und P-Band erzielt. Die übrigen Meßtiefen und Bodenparameter erreichen keine hohen Erklärungsmaße. Dies unterstützt die Hypothese, daß die Mikrowellen nur sehr wenig in den Boden eindringen. Auffällig ist auch, daß hier die langen Wellenlängen (P-Band mit ca. 75 und L-Band mit ca. 21 cm) am meisten zur Erklärung beitragen, da hier Effekte von Rauigkeiten kleiner als die Wellenlänge nicht wirksam werden.
3. Die multiple Regression an Meßpunktumgebungen der Kombination aus dem gravimetrischen Bodenwassergehalt und der Lagerungsdichte, die nur für die Meßtiefe  $>2-6$  cm u. Fl. vorlag, verlief statistisch nicht signifikant.
4. Werden die Gleichpolarisationen von P-, L- und C- Band untersucht, so werden für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm u. Fl. die besten Ergebnisse erzielt. Stehen nur P-Band-Daten zur Verfügung, so fallen die Ergebnisse schlechter aus. Besser verläuft die Analyse bei der Verwendung von C- ( $R = 0.64$ ) oder L-Band ( $R = 0.67$ ). Alle vv-Kanäle liefern für den gravimetrischen Bodenwassergehalt  $R = 0.50$ , wie auch für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in  $> 2-6$  cm u. Fl. und den volumetrischen Bodenwassergehalt  $> 2-6$  cm u. Fl. Alle HH- Kanäle ergeben  $R = 0.68$  für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm u. Fl. Für alle übrigen Kombinationen aus den Bodenparametern und den Rückstreuungskoeffizienten waren die Untersuchungen nicht signifikant.

5. Die Verwendung nur der Kreuzpolarisationen ergab nur für den volumetrischen Bodenwassergehalt in  $> 2 - 6$  cm u. Fl. einen signifikanten Zusammenhang von  $R = 0.84$ .
6. Werden die gleichen Parameter mit der schrittweisen multiplen Regressionsanalyse untersucht, so sind die Kanäle LHH, PVV und LVV für den gravimetrischen Bodenwassergehalt 0-2 cm u. Fl. und die Kanäle CVV, LHH und LVH für den volumetrischen Bodenwassergehalt in  $> 2-6$  cm u. Fl. hauptsächlich varianzerklärend wirksam. Die übrigen Ergebnisse lauten wie folgt: Der gravimetrische Bodenwassergehalt  $> 2-6$  cm u. Fl. wird durch CVV, der gravimetrische Bodenwassergehalt in 0-6 cm u. Fl. durch CVV und LHH und die Lagerungsdichte 0-2 cm u. Fl. durch LVV hauptsächlich erklärt.

Die Rauigkeit wurde bei all diesen Untersuchungen nur indirekt berücksichtigt, indem alle vorkommenden Rauigkeiten gemeinsam betrachtet wurden und die Varianzen zum Teil hierdurch zu erklären sind.

Die Regressionsanalyse des Zusammenhangs zwischen der Rückstreuung von flugzeuggetragenen polarimetrischen Daten (Kapitel 4) und dem gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 und  $> 2-6$  cm u. Fl., dem volumetrischen Bodenwassergehalt sowie der Lagerungsdichte in  $> 2 - 6$  cm u. Fl. von Ackerflächenmittelwerten ergab folgendes:

1. In der univariaten Regressionsuntersuchung von Rückstreuungskoeffizienten und Referenzmessungen des Bodenwassergehalts von Mittelwerten ganzer Ackerflächen wurden bei der Verwendung einzelner Kanäle keine signifikanten Ergebnisse für die verschiedenen Meßtiefen und Bodenparameter erzielt. In der multiplen Regressionsanalyse wird der gravimetrische Bodenwassergehalt in 0-6 cm u. Fl. bzw. in 0-2 cm u. Fl. bei Verwendung aller Radarkanäle am besten erklärt ( $R = 0.91$  bzw.  $R = 0.84$ ). Weder eine gezielte Frequenzauswahl noch eine gezielte Polarisationsauswahl führt zu besseren Ergebnissen. In der Tiefe von  $> 2-6$  cm u. Fl. wird der gravimetrische Wassergehalt besser erfaßt, wenn nur mit Gleichpolarisationen gerechnet wird. Außerdem führt die Verwendung von P-Band zu besseren Ergebnissen als mit den übrigen Kanälen. Der volumetrische Wassergehalt wird bei Berücksichtigung aller Radarkanäle mit  $R = 0.83$  am besten beschrieben, jedoch ist der Standardfehler mit ca.  $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  am höchsten.

2. Die Anwendung der Regressionsmodelle auf die Bilddaten zeigt eine Möglichkeit der Regionalisierung mit einfachen statistischen Modellen. Hierbei sind jedoch einige Charakteristika der Regressionsmodelle zu beachten: In jeder Kombination aus Bodenparametern und Rückstreuungskoeffizienten im L- oder P-Band werden unterschiedliche Meßbereiche abgedeckt (Tab. 4-14). Dies gilt besonders für den gravimetrischen Bodenwassergehalt in 0-2 cm u. Fl. und den volumetrischen Bodenwassergehalt in > 2-6 cm u. Fl. Dabei variieren die Bereiche der abgeleiteten Bodenwassergehalt teilweise mit bis zu  $0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . erheblich. Für den gravimetrischen und volumetrischen Bodenwassergehalt in einer Meßtiefe von 0-2 cm, 0-6 cm und 2-6 cm u. Fl. erweisen sich die Kombinationen der Radarkanäle LHH und LVV in der Gegenüberstellung berechneter und gemessener Ackerflächenmittelwerte als am besten.
3. Der lokal gültige und aus Referenzmessungen ableitbare Regressionsansatz für L-Band HH und VV liefert hinreichend genaue Ergebnisse, die sich auch in der Interpretation mit der Substratkarte als plausibel erweisen. Er ist zur Regionalisierung des Bodenwassergehalts einsetzbar, wenn genügend Referenzmessungen zur Verfügung stehen.

Die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der Radarrückstreuung shuttle-getragener Systeme im L-Band in HH, VV und HV-Polarisation (Kapitel 5) und dem volumetrischen Bodenwassergehalt in 0-10 cm u. Fl. und der Standardabweichung der Oberflächhöhe sowie der Autokorrelationslänge der Rauigkeit im Gebiet Rügen führte zu folgenden Erkenntnissen:

1. Für das Untersuchungsgebiet Rügen standen nur L-Band Daten der drei Polarisationen HH, VV und HV zur Verfügung. Die Ergebnisse der Regressionsanalysen für den volumetrischen Bodenwassergehalt und die Autokorrelationslänge bei Verwendung nur einer Polarisation im L-Band fallen mit  $R^2 < 0.45$  sehr gering aus. Nur die Verwendung beider Gleichpolarisationen HH und VV vergrößert R für den Bodenwassergehalt ( $R = 0.97$ ) und die Standardabweichung der Höhen ( $R = 0.79$ ). Die Ergebnisse für die Regressionen zwischen den Radarkanälen und dem Bodenwassergehalt zusammen mit der Lagerungsdichte erreichen in allen Konfigurationen signifikante Zusammenhänge größer 60%. Die Ergebnisse bei Verwendung aller vier Polarisationen sind  $R = 0.88$  für die Lagerungsdichte und  $R = 0.98$  für den Sand- bzw. Tongehalt.

2. Da die Regressionsergebnisse nur für den untersuchten Datensatz gültig sind und die in Kapitel 4 beschriebenen Probleme bei der Anwendung auf die kalibrierten Bilddaten auftreten können, wird ein erweitertes Verfahren erprobt. Mit dem Rückstreuungsmodell MIMICS werden synthetische Rückstreuungskoeffizienten basierend auf den gemessenen Bodenparametern berechnet. Anhand eines mit der Radarkonfiguration des Rügendatensatzes vergleichbaren Referenzdatensatzes aus dem Gebiet Washita, Oklahoma, USA, zeigen sich die Unterschiede in den Rückstreuungskoeffizienten zwischen einem trockenen und einem nassen Zeitpunkt am deutlichsten: Ein gemessener Bodenwassergehaltsunterschied von  $0.173 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  führt zu einem Unterschied von 2.3 dB im L-Band HH und VV sowie 3.6 dB im L-Band HV bei  $45^\circ$  Einfallswinkel. Das entspricht einer Empfindlichkeit von 0.13 dB je Volumenprozent in HH oder VV Polarisation und 0.21 dB je Volumenprozent in der Kreuzpolarisation. Für den Rügendatensatz betragen die Unterschiede zwischen nassen und trockenen Ackerflächen bei  $0.108 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  am gleichen Tag, was jedoch zu einem Unterschied in der Rückstreuung von ca. 5 dB in der VV-, 8 dB in der HH- und 8.7 dB in der HV-Polarisation führt, was einer Empfindlichkeit von 0.46 dB in HH-Polarisation, 0.74 dB in VV- und 0.81 dB in der Kreuzpolarisation entspricht. Der Washita-Datensatz ist hier jedoch verlässlicher, da es sich um eine größere Stichprobe handelt. Dieser Unterschied kann auf die unterschiedlichen Rauigkeitsbedingungen zurückzuführen sein.
3. Mit zwei verschiedenen Inversionsmodellen (SHI 1991 und DUBOIS et al. 1995) wurde die Möglichkeit der direkten Berechnung des Bodenwassergehalts und der Rauigkeit aus L-Band-Daten in HH, VV und HV Polarisation untersucht. Die Umrechnung der berechneten Dielektrizitätskonstante in den volumetrischen Bodenwassergehalt erfolgt mit zwei polynomialen Verfahren nach TOPP et al. (1980) und HALLIKAINEN et al. (1985). Im Feldmittelwertvergleich zwischen gemessenen und berechneten Werten zeigt sich, daß der Bodenwassergehalt zum Teil um ca.  $0.17 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  absolutem volumetrischem Bodenwassergehalt unterschätzt wurde, während die Rauigkeit mit 1.48 cm statt 0.06 cm stark überschätzt wurde. Die Anzahl der verglichenen Ackerflächenmittelwerte ist jedoch gering. Diese Unterschätzung des Bodenwassergehalts wird am deutlichsten auf lockeren Sedimenten wie Sanden und Sandlehmen. Das TOPP-Polynom erzielt im Vergleich der Ergebnisdaten jeweils nassere Bedingungen als das HALLIKAINEN-Polynom. Beide Ergebnisse zeigen jedoch niedrigere Wassergehalte als

in der Feldmessung. Die räumlicher Verteilung der Bodenwassergehalt mit sehr nassen Bereichen auf stark lehmigen, tonigen oder organischen Standorten gegenüber eher trockeneren Bereichen auf lockeren Substrate wird durch beide Inversionsmodelle und Umrechnungsverfahren jedoch gut nachvollzogen.

4. Werden die Ergebnisse der Inversionsmodellierung (SHI 1991) mit den geostatistisch aufbereiteten Feldmeßdaten pixelweise verglichen, so wird eine räumlich differenzierte Interpretation der Fehlzusweisungen möglich: Die Bereiche mit hohen Wassergehalten liefert das Modell starke Unterschätzungen, in trockenen Bereichen dagegen starke Überschätzungen. Die räumlichen Verbreitungsmuster orientieren sich stark an den Substratgrenzen und zwar nicht nur im Ergebnis mit Umrechnung der Dielektrizitätskonstante nach HALLIKAINEN et al., sondern auch in dem substratunabhängigen Ansatz nach TOPP et al.
5. Streudiagramme zwischen den berechneten und aus den geostatistisch aufbereiteten Referenzmessungen stellen die Abweichungen für jedes Pixel dar. Danach führt das Inversionsmodell nach DUBOIS et al. in Kombination mit dem TOPP-Polynom für die Umrechnung der Dielektrizitätskonstante in den volumetrischen Bodenwassergehalt zu besseren Ergebnissen als die Kombinationen DUBOIS/HALLIKAINEN, SHI/TOPP und SHI/HALLIKAINEN. Die Abweichungen zwischen berechnetem und gemessenem Bodenwassergehalt sind auf organischen Substraten höher als auf mineralischen Substraten. Hier kann die dichte Grasvegetation einen Einfluß haben. Ein Vorteil der Inversionsmodelle ist die geringe Datenmenge, die als Input benötigt wird (L-Band HH und VV oder HH, VV und HV) und die einfache Umrechnung der Dielektrizitätskonstante in den Bodenwassergehalt mit Hilfe des TOPP-Polynoms, das im Gegensatz zum HALLIKAINEN-Polynom, auf Substratinformation verzichtet.
6. Mit Nomogrammen für die Polarisationsverhältnisse im L-Band, die auf der Grundlage des Rückstreuungsmodells MIMICS entwickelt wurden (ULABY & SEQUIERA 1995) können der Bodenwassergehalts und die Rauigkeit von Ackerflächen ebenfalls abgeschätzt werden. Die Ablesegenauigkeit beeinträchtigt jedoch ein genaues Ergebnis. Die ermittelten Bodenwassergehalte liegen bei mineralischen Böden 0.03 bis 0.08  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  unter den gemessenen Bodenwassergehalten. Bei organischen Böden beträgt

die Unterschätzung  $0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  Die Unterschätzung der Rauigkeit beträgt im Mittel  $0.3 \text{ cm}$ .

In Kapitel 6 wird die Inversion der Rückstreuung in den Bodenwassergehalt und die Rauigkeit mit dem empirischen *UMICH-Model* in MIMCS und daraus abgeleiteten statistischen Modellen untersucht. Die Untersuchungsgebiete sind Rügen und Washita, Oklahoma, USA. Mit dem Rückstreuungsmodell MIMCS wurden aus fünf Input-Variablen der Feldbedingungen hinsichtlich der Bodeneigenschaften und Vegetationslosigkeit bei gegebener Frequenz und Einfallswinkel die Rückstreuungskoeffizienten in HH, VV und HV-Polarisation berechnet. Dieser Datensatz diente zur Ableitung von polynomialen Modell-Fits zwischen dem Bodenwassergehalt und der Rückstreuung bzw. der Rauigkeit und der Rückstreuung. Diese quadratischen und kubischen Polynome wurden auf die Bilddaten angewendet und die Ergebnisse für den Bodenwassergehalt und die Rauigkeit wurden zunächst anhand der Messungen überprüft.

1. Die quadratischen Modelle für die Gleichpolarisationen und die Polarisationsverhältnisse bewirken eine Überschätzung des Wassergehalts bei trockenen Verhältnissen von bis zu  $0.15 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  absolutem Unterschied bei Ackerflächenmittelwerten. Dem steht eine Unterschätzung bei hohen Wassergehalten (ab  $0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ) von bis zu  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  gegenüber. Die gleiche Tendenz ist für die Rauigkeit festzustellen. Hier betragen die Abweichungen bis zu  $0.5 \text{ cm}$ , sowohl bei geringer als auch bei hoher Rauigkeit. Für beide Parameter ist die Kombination der drei L-Band-Kanäle besser geeignet als die Verwendung der Polarisationsverhältnisse HH/VV und HV/VV, wenn ein quadratisches Modell eingesetzt wird. Die kubischen Modelle liegen deutlich enger an der 1:1 Linie zwischen gemessenem und berechnetem Bodenwassergehalt bzw. Rauigkeitsparameter und die Unterschiede zwischen den gewählten Radarkanälen sind nicht so groß wie bei den quadratischen Modellen.
2. Diese Modellverifizierung ließ den Schluß zu, daß die Anwendung auf die Bilddaten zu genauen Ergebnissen führen würde. Jedoch zeigte der flächenhafte visuelle Vergleich mit den Ergebnissen der Inversionsmodellierung aus Kapitel 5 weniger zugeordnete Pixel. Selbst Filterverfahren, die bei der Aufbereitung der Ergebnisse der Inversionsmodellierung gute Ergebnisse lieferten, konnten die Ergebnisbilder

der quadratischen und kubischen Inversion nicht zufriedenstellend glätten. Ein pixelorientierter Vergleich mit den geostatistisch aufbereiteten Referenzmessungen wurde nicht durchgeführt, weil die Testflächen fast zur Hälfte aus nicht zugewiesenen Pixeln bestanden.

3. Da der Rügen-Datensatz nur aus einem Termin bestand und Kalibrierungsfehler im HV-polarisierten Kanal festzustellen waren, wurde das Verfahren der quadratischen und kubischen Inversion anhand des multi-temporalen Washita-Datensatzes aus sechs Terminen überprüft. Hier lag der Anteil nicht zugeordneter Pixel beim volumetrischen Bodenwassergehalt bei 10 bis 30 % und bei der Rauigkeit bei bis zu 90 %. Die meisten Fehlzugeweisungen zu nasser oder zu rauher Pixel traten am 11.4.1994 und 15.4.1994 auf. Der Datensatz vom 11.4.1994 wurde unter 28° Einfallswinkel aufgenommen, derjenige vom 15.4.1994 unter einem Winkel von 60.2°. Diese Einfallswinkel sind deutlich verschieden von den sonstigen vorkommenden Winkeln und können ein Grund für die Fehlzugeweisungen sein.
4. Der von WANG et al. (1997) mit dem Inversionsmodell von SHI nachvollzogene Abtrocknungszyklus ab dem 11.4.1994 ist auch mit den einfachen statistischen Modellen nachvollziehbar, wird jedoch durch viele fehlende Zuweisungen gestört.

Die gleiche Analyse wurde mit dem multi-temporalen Datensatz vom Oktober wiederholt. In diesem Zeitraum war der Bodenwassergehalt in 0-5 cm u. Fl. mit 0.03 bis 0.23 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> ähnlich denen im Meßzeitraum April. Die Anwendung des kubischen Modells führte zu den meisten Fehlzugeweisungen auf Weide- oder Graslandflächen, während das unbewachsene und gepflügte Feld 13 an allen Terminen die meisten Zuweisungen eines Bodenwassergehalts erhielt. Werden jedoch die gemessenen und die berechneten Bodenwassergehalte verglichen, so sind hier über die Zeit sogar gegenläufige Tendenzen festzustellen (Abb. 6-19). Das Streudiagramm aller Oktober-Daten von gemessenen und berechneten Bodenwassergehalten zeigt eine deutliche Überschätzung der Bodenwassergehalte.

Die Analyse verschiedener experimenteller SAR-Daten zeigte, daß eine flächendeckende Erfassung des Bodenwassergehalts von unbewachsenen Flächen unter verschiedenen Einschränkungen möglich ist. Da Radarsysteme beleuchtungsunabhängig arbeiten, bietet sich die Möglichkeit zu jedem beliebigen Zeitpunkt Flächendaten zu erheben. Lediglich der



Umlaufturnus von Satelliten oder die gezielte Planung von Kampagnen mit flugzeug- oder shuttle-getragenen Systemen bietet ein zeitliches Hindernis.

Der Erfolg der Bildanalyse hängt entscheidend von der Güte der absoluten Kalibrierung ab. Dies zeigte sich in der vorliegenden Arbeit besonders bei der Analyse von HV-polarierten Daten (Kapitel 4, Kapitel 5 und Kapitel 6), deren Kalibrierung noch Gegenstand der Forschung ist. Für die vorliegenden Analysen reichte eine Kalibrierung von  $\pm 2$  dB, wie sie bei den Shuttle-Radardaten erzielt wurde nicht aus um den Bodenwassergehalt mit hoher Genauigkeit abzuleiten. Eine *speckle*-Reduktion zur Minderung der räumlichen Variabilität der Daten läßt sich durch ein räumliches *averaging* oder *multi looking* erzielen, das zu Lasten der räumlichen Auflösung geht. Ferner könnten weiterentwickelte *speckle*-Filter (HAGG 1996, TRIEBFÜRST et al. 1996) die Datenmatrix erheblich verbessern, aber nicht eine fehlgeschlagene Kalibrierung ersetzen.

Der Meßaufwand im Gelände zur Erhebung von Referenzdaten (Bodenproben oder TDR-Messungen zur Ermittlung des Bodenwassergehalts, der Korngröße und anderer Substratcharakteristika) ist von der verwendeten Methode abhängig. Ist das Ziel eine qualitative Charakterisierung nach nassen, weniger nassen und trockenen Gebieten, so kann auf eine Probennahme verzichtet werden und es kann mit den verläßlichen Inversionstechniken gearbeitet werden.

Der optimale Zeitpunkt für eine erfolgreiche Messung des Bodenwassergehaltes mit SAR-Systemen ist ein vegetationsloser Zustand bei Sommerfeldfrüchten bzw. ein vegetationsarmer Zustand bei Winterfeldfrüchten, also im Herbst bis Frühjahr, da bisher noch kein verläßliches Vegetationsmodell vorhanden ist. Das Gebiet sollte zunächst bei Witterungsverhältnissen untersucht werden, bei denen eine möglichst große Variabilität des Bodenwassergehalts vorhanden ist. Da die verfügbaren SAR-Systeme jedoch größtenteils experimenteller Art sind, müssen für bodenkundlich orientierte Untersuchungen Kompromisse eingegangen werden.

Mit einfachen Regressionsmodellen (Kapitel 4) lassen sich qualitative Aussagen über den Bodenwassergehalt auf unbewachsenen Flächen treffen, wobei eine Meßtiefe von ca. 6-10 cm für L-Band angenommen werden kann. Geringere Meßtiefen führten im Vergleich mit Radardaten zu keinen guten Ergebnissen. Hierbei beeinträchtigt die Oberflächenstruktur durch Rauigkeit oder Krustenbildung die störungsfreie Beprobung mit Stechzylindern,

aber auch mit feinen TDR-Sonden. Die Regressionsmodelle sind verlässlicher, wenn mit L-Band gearbeitet wird und wenn mehrere Radarkanäle in L-Band zur Verfügung stehen. Die HV-Polarisation stört die Analyse, da sie mit Kalibrierungsfehler behaftet war, die nach Kontrastverstärkung als wenige Pixel breite Streifen in Flugrichtung erkennbar waren. Die Verwendung nur eines C-Band Kanals, wie etwa in der ERS-1/2 oder RADARSAT-Konfiguration führte zu keinen vertretbaren Ergebnissen, da der Rauigkeitseffekt die Messung stört. Die Empfindlichkeit des Radarsignals für den Bodenwassergehalt wurde auch von CHAMPION & FAIVRE (1997) mit Hilfe von Scatterometermessungen einer definiert rauhen Oberfläche bei 5.3, 9.0 und 13.6 GHz unter Einfallswinkeln von 0-60° in 10°-Schritten für unterschiedliche Bodenwassergehalte untersucht. Auch sie kamen zu dem Schluß, daß die Polarisation die Empfindlichkeit der Rückstreuung für den Bodenwassergehalt beeinflusst. Dieses wurde mit Hilfe von Varianzanalysen nachgewiesen. Demzufolge ist die Kreuzpolarisation der entscheidende Einflußfaktor. Fraglich ist hierbei der Einfluß der Kalibrierungsgenauigkeit, der an dieser Stelle nicht diskutiert wird. Ferner beziehen sich die Untersuchungen nur auf eine Testfläche unter einer definierten Rauigkeit, was die Verallgemeinerung dieser Aussagen einschränkt. Ein neues Verfahren zur Korrektur der Oberflächenrauigkeit für eine bessere Ableitbarkeit des Bodenwassergehalts wird von JACKSON et al. (1997) vorgeschlagen. Sie beruht auf einer Datenbasis für Rauigkeitszustände im Rahmen von Erosionsmessungen gewonnen wurden.

Die Verwendung von Rückstreuungsmodellen (Kapitel 5) kann bei Kenntnis der Boden- und Relief- und Mikroreliefverhältnisse eine kostenintensive Meßkampagne auf ein Mindestmaß begrenzen und so sinnvoll ergänzen. Für alle im Untersuchungsgebiet vorkommenden Kombinationen zwischen der Bodentextur, dem Wassergehalt, der Temperatur und der Bodenrauigkeit können die zu erwartenden Rückstreuungskoeffizienten im C- und L-Band z.B. mit dem MIMICS-UMICH Modell (ULABY et al. 1996) berechnet werden. Hierbei können verschiedene Oberflächenrauigkeitsmodelle berücksichtigt werden (*Small Perturbation, Physical Optics, Geometric Optics*). Gegenwärtig arbeiten verschiedene Gruppen an einer verbesserten Charakterisierung der rauhen Oberfläche und damit an einer Einsetzbarkeit dieser Modelle für möglichst vielfältige Bodenbearbeitungszustände (MATTIA et al. (1996), SOUYRIS et al. (1996)).

Ist das Gebiet unbekannt, so kann mit Hilfe von L-Band Daten, die mindestens in HH und VV Polarisation vorliegen müssen, ein komplexes Inversionsmodell auf die Daten angewendet werden (Kapitel 6). Dabei kann die Umrechnung der vom Modell berechneten Dielektrizitätskonstante auch ohne eine digitale Substratkarte (HALLIKAINEN- oder PEPLINSKI-Ansatz) in den Bodenwassergehalt umgerechnet werden (TOPP-Ansatz). Die erzielten Ergebnisse, also die Überschätzung des Bodenwassergehalts bei Unterschätzung der Rauigkeit werden auch von WANG et al. (1996) und SHI et al. (1997) berichtet. Die Genauigkeitsbereiche basierend auf einem Vergleich auf der Basis von Ackerflächen ist ebenfalls sehr ähnlich. SHI (1997) erhält 3.4% Fehler für den volumetrischen Bodenwassergehalt oder 1.9 dB Fehler für die Bodenrauigkeit beim Vergleich aller Ergebnisse aus einer Zeitreihe von 11 Tagen über 6 Testflächen. Hierbei konnten auch die Abtrocknungszyklen der Bodenoberfläche nach einem Niederschlagsereignis visuell im Radarbild bzw. Inversionsmodellergebnis wiedergegeben werden.

Das SHI-Modell (Kapitel 5.3.1.1) bzw. die SHI-Implementierung des DUBOIS-Modells (Kapitel 5.3.1.3) berechnet zudem einen Rasterdatensatz mit denjenigen Pixeln, für die das Inversionsmodell aufgrund des unrealistischen Polarisationsverhältnisses keine Lösung bietet. Andernfalls könnte ein aus optischen Fernerkundungsdaten gewonnener NDVI (*normalized difference vegetation index*, vgl. DUBOIS et al. 1995) zur Maskierung der bewachsenen Flächen herangezogen werden. Auch werden spezielle Vegetationsmodell weiterhin auf ihren Erfolg hin untersucht (LANG et al. 1991, CHAUHAN et al. 1994). Auch die Inversionsmodelle werden gegenwärtig weiter entwickelt. FUNG et al. (1996) erzielt durch sein verbessertes IEM-Modell, hier insbesondere der FRESNEL-Reflektivität, eine höhere Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Bodenwassergehalten.

Die Aufbereitung der Referenzdaten aus einem rasterorientierten Meßnetz mit Hilfe der Geostatistik erwies sich als bedingt erfolgreich (Kapitel 5.3.1). Bei den zur Verfügung stehenden geometrischen Auflösungen und dem hinzukommenden Störeffekt durch *Speckle* konnte eine innere Differenzierung der Ackerflächen nur bedingt interpretiert werden. Dies zeigte sich besonders im Pixel-für-Pixel Vergleich zwischen den Inversionsmodellergebnissen und den *Kriging*-Ergebnissen für den Bodenwassergehalt. Diese Technik ist jedoch bei hochauflösenden Radarsystemen (DO-SAR der Firma DASA, Friedrichshafen) mit 60 cm Pixelauflösung wieder aufzugreifen, da hier Skalierungsprobleme nicht so unüberwindlich

sind wie beim Vergleich mit Satellitendaten mit geringer räumlicher Auflösung. Die ackerflächenorientierte Analyse des Bodenwassergehalts bzw. die ackerflächenorientierte Überprüfung von Modellierungsergebnissen, wie sie meistens von hydrologisch motivierten Analysen angestrebt wird, ist zwar ein erster Ansatz, ist jedoch für bodenkundliche Anwendungen nicht ausreichend.

In der Bodenkunde werden immer wieder Methoden erprobt, mit denen die räumliche Variabilität des Bodenwassergehalts systematisiert und in angemessener Form in geographische Informationssysteme integriert werden kann (VACHAUD et al. 1985, CSILLAG et al. 1996). BELL et al. (1980) untersuchen die Güte der Analyse der Variationen der Bodenwassergehalts in Oberflächennähe innerhalb großer landwirtschaftlicher Flächen. Die hohe kleinräumliche Variationen des Bodenwassergehalts sind dem zufolge immer gegeben. Weder eine bestimmte Standardabweichung noch ein Variationskoeffizient definieren die Variabilität über die gesamte Bandbreite der mittleren Bodenwassergehalte. Die Verwendung eines neuen Parameters für die obere Grenze der Standardabweichung definiert die maximale Streubreite des angenommenen Bodenwassergehalts. Beobachtungen von CARPENTHIER & GROFFMAN (1992) über die Variabilität des Bodenwassergehalts in Funktion des absoluten Wassergehaltes wurden in der vorliegenden Arbeit im Vergleich der Kampagnen zu unterschiedlichen Jahreszeiten und Witterungsbedingungen ebenfalls festgestellt: Ist der Bodenwassergehalt hoch, so ist die räumliche Variabilität geringer als bei niedrigen Bodenwassergehalten. Ferner nimmt die räumliche Variabilität mit zunehmendem Reliefeffekt zu.

## 8 Ausblick

Die operationelle Anwendung von SAR-Daten für die flächendeckende Ermittlung des Bodenwassergehalts als Start- und Kontrollwert für Bodenwasserhaushalts- und Gebietswasserhaushaltsmodelle oder als Unterlage für regionale Planungen wird noch durch die fehlende Verfügbarkeit geeigneter Satellitendaten behindert. Hochauflösende Satelliten, die im optischen Bereich arbeiten, werden zwar zunehmend ins Orbit gebracht, Radarsatelliten dieser Art sind jedoch noch nicht verfügbar. Die Antennendimensionen, die Stromversorgung sowie die Datenrate und -menge für den Transfer zu Bodenstationen sind besonders im L-Band oder P-Band bzw. für Systeme mit polarimetrische Systeme die begrenzenden Faktoren für eine baldige Realisierung.

Für bodenkundliche und hydrologische Anwendungen von Radarfernerkundung, d.h. eine möglichst genaue Bestimmung der physikalischen Bodenparameter mit einer Genauigkeit von möglichst weniger als  $\pm 0.10 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  ist eine hohe radiometrische Auflösung und eine Kalibrierung besser als die bisher erzielbaren  $\pm 2 \text{ dB}$  notwendig.

Die geometrische Auflösung flugzeuggetragener Systeme kann für kleinräumige Untersuchungen verbessert werden, wie es z.B. beim DO-SAR der Firma Dornier realisiert wurde. Flugzeuggetragene Systeme sind allerdings nicht flexibel in der zeitlichen Verfügbarkeit, da die umfangreiche Infrastrukturplanung einer Kampagne das Hauptkriterium für die erfolgreiche Durchführung einer zeitlich kritischen Befliegung für die Ableitung hochsensibler Parameter (Bodenwassergehalt) ist. Hier kann auch eine langzeitliche häufige Wiederholrate der Überflüge aus Kostengründen nicht erreicht werden.

Auf dem Gebiet der Rückstreuungsinversion sind das Problem der Rückstreuungsbeeinflussung durch die Vegetation und Oberflächenrauigkeit noch nicht abschließend geklärt. Die meisten Modelle für die Inversion der Rückstreuung von Vegetation benötigen selten zur Verfügung stehende und sehr umfangreiche Parameterdatensätze, die einen operationellen Einsatz bisher erschweren. Die Ableitung der Rauigkeit ist nach Simulationsstudien von ZRIBI et al. (1997) am besten mit zirkularen Polarisationszuständen möglich. Diese Erkenntnisse werden an SIR-C/X-SAR und AIRSAR Daten erprobt, aber nicht flächenbezogen verifiziert. Dennoch wird das Verfahren als Verbesserung zur Ableitung des Bodenwassergehalts bei sehr rauen Oberflächen empfohlen. Für eine bessere Berücksich-

tigung der besonderen Bodeneigenschaften quellender und schrumpfender Böden wird das dielektrische Verhalten solcher Substrate in Australien von SABBURG et al. (1997) untersucht. Diese Arbeit ist eine wichtige Ergänzung zu den grundlegenden Arbeiten von der Gruppe um ULABY und DOBSON, denn es wird gezeigt, daß die Umrechnung der Dielektrizitätskonstanten nach HALLIKAINEN et al. (1983) nicht anwendbar ist.

Die mit Hilfe der Radarfernerkundung erzielte Regionalisierung des Bodenwassergehalts im Oberboden sollte an weiteren Beispielen besonders hinsichtlich ihrer Maßstabsbindung in unterschiedlichen Gebieten und Witterungssituationen studiert werden. Ein weiterhin noch zu untersuchendes Problem ist daher die Bereitstellung optimaler Verifikations- und Validierungsdatensätze unter Berücksichtigung der Skalierungsproblematik. In der vorliegenden Arbeit wurde ein Verfahren der Geostatistik zu diesem Zweck eingesetzt (*Kriging*). Da die Ergebnisse der Inversion der Rückstreuung und der Referenzmessungen noch nicht eng genug übereinstimmen, ist zu überlegen, ob die Referenzdaten weiterhin auf der Basis von Ackerflächenmittelwerten berücksichtigt werden sollten oder ob andere räumliche Integrationsflächen herangezogen werden sollten (*representative elementary area, hydrological units, Pedohydrotope*).

Die Einbindung von Fernerkundungsanalysergebnissen in regionale Modelle wird insbesondere in intensiv untersuchten hydrologischen Einzugsgebieten in Washita, Oklahoma, USA, erprobt (FAMIGLIETTI & WOOD 1994 und 1995, JACKSON et al. 1996, O'NEILL et al. 1996, CHANZY et al. 1997). Bisher wurden hierfür meistens passive Radarsysteme eingesetzt (SCHMUGGE 1983, ENGMAN 1990, JACKSON 1993), die eine Pixelauflösung von nur 100 m besitzen. Sie eignen sich zur Ableitung des Bodenwassergehalts in 0-5 cm u. Fl. in großen Gebieten im regionalen Maßstab (ca. 1000 km<sup>2</sup>) bei 200 m räumlicher Auflösung der Pixel. Sehr rauhe und mit Vegetation bedeckte Flächen wurden von den meisten Arbeitsgruppen, wie z.B. auch von CHANZY et al. (1997), nicht untersucht. Bei einem Vergleich zwischen der Verwendbarkeit von passiven oder aktiven Radardaten für Ableitung des Bodenwassergehalts als Input-Daten für hydrologische Modelle wurden mit beiden Verfahren Fehler von 20% im Vergleich zu den Referenzmessungen für das gesamte Wassereinzugsgebiet erreicht. Der Abtrocknungszyklus wird von beiden Meßverfahren wiedergegeben.

Da bei beiden Meßverfahren noch Fehlerquellen auftreten und selten optimale Datensätze für eine operationelle Anwendung zur Verfügung stehen, werden Methoden benötigt, diese Meßdatenlücken auszugleichen. Aus der Meteorologie bekannte Verfahren zur vierdimensionalen Datenassimilation sub-optimaler Datensätze unter Verwendung von Fernerkundungsdaten unterschiedlicher Systeme und insbesondere des daraus abgeleiteten Bodenwassergehalts werden von HOUSER (1996) und HOUSER et al. (1997) vorgeschlagen.

Zukünftige Forschungen werden also nicht nur auf dem Gebiet der Sensorentwicklung, Bildverarbeitung und dem Rückstreuungsinversionsverständnis fußen, sondern auch im Bereich der Maßstabsübertragbarkeit und Meßdatenvergleichbarkeit weiter vorangetrieben.





## 9 Summary

The analysis of radar data of different systems with synthetic aperture, different frequencies, polarizations and investigation areas with different statistical and backscattering theory approaches shows the possibilities and limitations of those methods for the regionalization of the soil water content and the surface roughness. From this several general results in respect to the image data can be formulated, but also quantitative statements regarding the precision of the method can be stated.

Radar data from airborne systems often show image errors in P-band, which are caused by civil broadcasting stations or weather radar. This affects the image quality and therefore the analysis results. L-band and C-band data rarely contain these disturbances. The image geometry with extreme incidence angle changes between *near* and *far range* demand a geometric correction in order to create square pixels. This has to be done before the ground control point rectification. Mostly this is accompanied by an adjustment of the dynamic range decline in *range* direction. To reduce *speckle* either adaptive filter algorithms are applied before a visualization or multivariate statistical classification or a *multi looking* treatment is applied. This is done e.g. in the inversion models by SHI (1991, 1995) or DUBOIS (1995), in which groups of pixels are averaged and thus the geometric resolution is reduced. Digital terrain models for the correction of radar shadow areas was obsolete in this work, since exclusively flat areas were investigated.

The analysis of the relationship between the gravimetric soil water content in 0-2 cm and > 2-6 cm b. surf. (= below surface), the volumetric soil water content as well as the bulk density in > 2-6 cm b. surf. and the radar backscattering coefficient of airborne polarimetric data in P-, L- and C-Band in HH, VV and HV polarization (Chapter 4) and from the surrounding of 69 measurement locations was intended to result in an as fine as possible inner differentiation of agricultural fields. The results are as follows:

1. Linear regression is applicable, since the relationship between the soil water content and the backscattering is linear. After the univariate regression of backscattering coefficients and reference data of the gravimetric soil water content in 0-2 cm b. surf. from location surroundings with as little as possible pixels the best re-

sults were achieved with only one radar channel (L-band vv with  $R = 0.63$ ). Regressions analysis mostly resulted in negative slopes of the regression line or non-significant results. With more radar channels and a stepwise regression L-band reached the best results when both like polarizations ( $R = 0.67$ ) are used. For the volumetric soil water content and the bulk density, as well as higher soil depth no valid univariate, linear models were retrievable.

2. During the multiple regression analysis with sample location surroundings the best results is achieved for the gravimetric soil water content in 0-2 cm u. Fl. when all HH and VV polarized data in C-, L- and P-band are used. The other depth intervals and soil parameters did not reach any significantly high correlation coefficients. This supports the hypothesis, that microwaves penetrate into the soil only to a very small degree. Striking is the fact, that the long wavelengths (P-band with approx. 75 and L-band with ca. 21 cm) contribute the most to the explanation of variance, since the effects of roughness which are smaller than the wavelength do not come into effect.
3. Multiple regression with sample location surroundings with the combination of gravimetric soil water content and bulk density, which was only available for > 2-6 cm b. surf., did not lead to any statistically significant results.
4. All like-polarizations of P-, L- and C-band together, reaches best results for the gravimetric soil water content 0-2 cm b. surf. If only P-band data are available, the results are worse. An improvement of the analysis is obtained if C- ( $R = 0.64$ ) or L-band ( $R = 0.67$ ) are introduced into the analysis. All vv-channel results in an  $R = 0.5$  for the gravimetric soil water content, as well as for the gravimetric soil water content in > 2-6 cm b. surf. and the volumetric soil water content > 2-6 cm b. surf. All HH- channels reach  $R = 0.68$  for the gravimetric soil water content 0-2 cm u. Fl. All other combinations of the soil parameters and backscattering coefficients did not reach any significant results.
5. The use of only the cross polarizations reached a significant  $R = 0.84$  for the volumetric soil water content in >2-6 cm b. surf.

6. If all the parameters are analyzed with stepwise multiple regression analysis, the channels LHH, PVV and LVV for the gravimetric soil water content in 0-2 cm b. surf. and channels CVV, LHH and LVH for the volumetric soil water content in > 2-6 cm b. surf. explain the variance. The other results read as follows: The gravimetric soil water content in > 2-6 cm b. surf. is explained by CVV, the gravimetric soil water content in 0-6 cm b. surf. is best explained by CVV and LHH and the bulk density in 0-2 cm b. surf. is showing in LVV.

The roughness in all these analysis was taken care of only indirectly when considering all occurring roughnesses together and the variances being partly explained by this.

The regression analysis of the relationship between the backscattering of airborne polarimetric data (Chapter 4) and the gravimetric soil water content in 0-2 and > 2-6 cm b. surf., the volumetric soil water content and the bulk density in > 2-6 cm b. surf. of agricultural field mean values can be summarized as follows:

1. In the univariate regression of backscattering coefficients and reference data of the soil water content of field means no significant results with single channels were reached for the different measurement depths and soil parameters. In the multiple regression analysis the gravimetric soil water content in 0-6 cm or in 0-2 cm is best explained if all radar channels are used ( $R = 0.91$  or  $R = 0.84$ ). Neither a specific choice of frequencies nor a specific selection of polarizations leads to better results. In a depth of 2-6 cm the gravimetric soil water content is better described, if only the like polarizations are used. The use of P-band leads to better results than the other channels. The volumetric soil water content is best determined if all channels are used ( $R = 0.83$ ), the standard error reaches ca. 3 % Vol.
2. The application of the regression models on the image data shows a possibility to use simple statistical models for regionalization. Herein the characteristics of regression models have to be taken into account: In each combination of soil parameters and backscattering coefficients in L- or P-band other range of values are covered (Tab. 4-14). This is valid for the gravimetric soil water content in 0-2 cm and the volumetric soil water content in 2-6 cm b. surf. Herein the ranges of the derived soil water content differ strongly with up to 33% Vol. For the gravimetric and

volumetric soil water content in a depth of 0-2 cm, 0-6 cm and 2-6 cm b. surf. the combination of the radar channels LHH and LVV proof the best in the comparison of calculated and measured field mean values.

3. The locally valid regression formula derived from L-Band HH and VV delivers sufficiently correct results, which also show in the interpretation in combination with the substrate map. It is applicable for the regionalization of the soil water content, if sufficient reference data are available.

The investigation of the relationship of the backscattering coefficient of shuttle borne systems in L-band in HH, VV and HV polarization (Chapter 5) and the volumetric soil water content in 0-10 cm b. surf. and the standard deviation of the surface roughness as well as the autocorrelation length of the roughness in the area of Rügen Island lead to the following results:

1. For the investigation area Rügen Island only L-band data with polarizations HH, VV and HV were available. The results of the regression analyses for the volumetric soil water content and the autocorrelation length using only one polarization in L-band reached a very low  $R^2 < 0.45$ . Only the use of both like polarizations HH and VV increased R for the soil water content ( $R = 0.97$ ) and the standard deviation of the surface roughness ( $R = 0.79$ ). The results for the regressions between the radar channels and the soil water content together with the bulk density reached significant dependencies in all configurations which were greater than 60%. The results for all four polarizations were  $R = 0.88$  for the bulk density and  $R = 0.98$  for the sand or clay content.
2. Since the regression results are only valid for the data set under analysis and due to the problems discussed in Chapter 4 during the application of the regression formulas to the calibrated image data, an other retrieval method is tested in this work. With the backscattering model MIMICS synthetic backscattering coefficient are calculated based on the measured soil parameters. This is shown for an additional data set whose radar configuration is comparable to that of the Rügen data set. It was derived in the area of Washita, Oklahoma, USA and shows differences in the backscattering coefficients between a dry and a wet day very obviously. A meas-

ured difference in soil water contents of 17.3 % Vol. lead to a difference in backscattering of 2.3 dB in L-band HH and VV as well as 3.6 dB in L-band HV at an incidence angle of 45°. This corresponds to a sensitivity of 0.13 dB per percent of volume in HH or VV polarization and 0.21 dB per percent of volume in the cross-polarization. For the Rügen data set the difference between wet and dry fields is 10.8% Vol. at the same day, which in turn leads to a difference in backscattering of about 5 dB in VV, 8 dB in HH and 8.7 dB in HV polarization. This corresponds to a sensitivity of 0.46 dB in HH polarization, 0.74 dB in VV and 0.81 dB in the cross-polarization. The Washita data set however is yet more reliable, since it is a larger sample for such a comparison. These differences can be due to the different roughness conditions.

3. Two inversion models (SHI 1991 and DUBOIS et al. 1995) were taken to analyze the possibility or the direct calculation of the soil water content and the roughness from L-band data in HH, VV and HV polarization. The conversion of the calculated dielectric constant into the volumetric soil water content was tested with two polynomial methods according to TOPP et al. (1980) and HALLIKAINEN et al. (1985). The comparison of the field mean values of measured and calculated values shows, that the soil water content can be underestimated to up to 17% Vol. absolute soil water content, whereas the roughness was strongly over estimated with 1.48 cm instead of 0.06 cm. The number of compared field mean values however was very low. This underestimation of the soil water content is most striking on coarse sediments like sands and sand loam. The TOPP polynomial lead to wetter results if compared to the HALLIKAINEN polynomial. Both results, however, show lower water contents than the field measurements. The spatial distribution of the soil water content show very wet areas on strongly loamy, clayey or organic soils whereas the water content of drier areas on light substrates is better described by both inversion models and soil water conversion methods.
4. If the results of the inversion model (SHI 1991) are compared with the geostatistically prepared field data on a pixel basis, a spatially differentiating interpretation of the errors is possible: The areas with high water contents show strong underestimations by the model, drier areas, however are characterized by overestimations.

The spatial pattern follows the substrate delineations. This does not only occur in the resulting image where the dielectric constant was converted according to HALLIKAINEN et al., but also in the substrate independent conversion according to TOPP et al.

5. Scatterdiagrams between the calculated and the geostatistically prepared field data show the deviations between model and measurement of each pixel. According to these the inversion model by DUBOIS et al. in combination with the TOPP polynomial for the conversion of the dielectric constant into the volumetric soil water content leads to better results than the combination DUBOIS/HALLIKAINEN, SHI/TOPP and SHI/HALLIKAINEN. The deviation between calculated and measured soil water content are higher on organic substrates than on mineral substrates. Here the dense grass vegetation can be influencing the deviation. An advantage of the inversion model is the low amount of data, that are needed as a model input (L-band HH and VV or HH, VV and HV) and the simple conversion of the dielectric constant into the soil water content with the TOPP polynom, which as opposed to the HALLIKAINEN polynomial, works without substrate information.
6. With nomograms for the polarization ratio in L-band, which were derived on the basis of the backscattering model MIMICS (ULABY & SEQUIERA 1995) the soil water content and roughness of field means can also be retrieved. Yet, the precision of the reading affects a precise result. The determined soil water content of mineral soils is 3 to 8 % Vol. below the measured soil water content. For organic soils the underestimation reaches up to 40 % Vol. The mean underestimation of the surface roughness is very small and was determined with 0.3 cm.

In Chapter 6 the backscattering inversion into the soil water content and the roughness is achieved with the empirical model UMICH MIMCS and a statistical model, which was derived from this. The investigation areas were Rügen Island and Washita, Oklahoma, USA. Here the backscattering model MIMCS uses five input variables of the field conditions for the soil properties and vegetation with a given frequency and incidence angle to calculate the backscattering coefficients in HH, VV and HV polarization. This data set was then used to derive a polynomial model fit between the soil water content and the backscattering or the roughness and the backscattering, respectively. These

quadratic and cubic polynomials were applied to the image data and the results for den soil water content and the roughness were then checked against the measurements.

1. Quadratic models for the like polarizations and the polarization ratios cause an overestimation of the water content at dry conditions of up to 15% Vol. absolute difference when looking at field mean values. On the other hand an underestimation is achieved if the water contents are high (over 40 % Vol.). This underestimation reaches up to 5 % Vol. The same tendency can be reported for the roughness. Here the deviations reach up to 0.5 cm at small and at high roughness values. For both parameters the combination of the three L-band channels is better suited than the polarization ratios HH/VV and HV/VV, if a quadratic model is used. The cubic model lies much closer to the 1:1 line between measured and calculated soil water content and roughness parameters, respectively, and the differences between the chosen radar channels are not as high as with the quadratic models.
2. This model verification allowed the conclusion that the application on the image data would lead to very good results. Yet, the spatial visual comparison with the results of the inversion model from Chapter 5 showed less pixels with an assigned solution. Also image filter methods, which had shown good results when applied to the SHI and DUBOIS inversion model results, could not smooth out and improve the resulting images of the quadratic and cubic inversion. A per-pixel comparison with the geostatistically prepared reference measurements was not tested, since more than half of the test fields consisted of pixels without solution.
3. Since the Rügen data set only consisted of one day and calibration errors were visually detected in the HV polarized channel, the method of the quadratic and cubic inversion was verified with the multi temporal Washita data set of six days. Here, the fraction of unassigned pixels for the volumetric soil water content was 10 to 30 % and for the roughness up to 90 %. The most mis-assignments of too wet or too rough conditions were observed on April 11, 1994 and April 15, 1994. The data set of April 11, 1994 was acquired under an incidence angle of 28°, the data set of April 15, 1994 at an angle of 60.2°. These inci-

dence angles differ strikingly from the other incidence angles and could be a reason for the mis-assignments.

4. The dry-out cycle from April 11, 1994 which was also mapped by WANG et al. (1997) with the inversion model of SHI can also be detected with the simple statistical model and is only disturbed by numerous missing values.

The same analysis was repeated with the multi-temporal Washita data set of October 1994. In this period the soil water content in 0-5 cm b. surf. was determined with 0.03 to 0.23 [cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>], which was comparable to those of April. The application of the cubic model lead to the most mis-assignments on pasture and grassland, whereas the bare soil and plowed field 13 reached the highest soil water contents on all days. If the measured and the and calculated soil water contents are compared, then inverse trends in time can be found (Fig. 6-19). The scatterdiagrams of all October data between measured and calculated soil water contents showed a distinct overestimation of the soil water content.

The analysis of different experimental SAR data showed that a spatial determination of the soil water content of vegetationless fields is depending on a number of restrictions. Since radar systems operate independently of solar illumination, it is possible to derive spatial data at any point in time. Only the repeat cycle of the satellite or the extensive planning of campaigns with airborne or shuttle-borne systems disturbs the flexible data acquisition.

The success of the image analysis depends on the precision of the absolute calibration. This shows especially in HV polarized data (Chapters 4, 5 and 6), whose calibration is still a subject to technical improvement. For the here represented study the calibration of +/- 2 dB, which was achieved for the shuttle radar data, was insufficient for a very precise determination of the soil water content. *Speckle* reduction for reduction of the spatial variability of the data can be obtained from spatial *averaging* or *multi looking*. This is accompanied by a reduction of the spatial pixel resolution. Moreover improved *speckle* filters (HAGG 1996, TRIEBFÜRST et al. 1996) can improve the data matrix by far, but can not replace a failed calibration.



The effort in the field for reference data measurement (soil samples or TDR measurements to determine the soil water content, the grain size distribution and other substrate characteristics) is depending on the selected method. If it is the aim to qualitatively characterize the investigation area and only delineate wet, less wet and dry areas, sampling does not have to be carried out and inversion methods can be relied upon.

The optimal timing for a successful measurement of the soil water content with SAR systems is a vegetation-free situation during summer management period or a situation with sparse vegetation during winter management periods, respectively, i.e. fall to spring time, since no widely applicable agricultural vegetation backscattering model has been found so far. They should be studied under weather conditions that allow a wide variety of soil water content. Since most of the SAR systems are experimental sensors, for soil scientific investigations further compromises in respect of the time have to be taken into account.

Simple regression models (Chapter 4) allow qualitative characterizations of the soil water content on bare soil fields, where a measurement depth of 6-10 cm can be assumed for L-band. Lower depth intervals did not lead to any better results. Here the surface roughness or the forming of soil crusts disturbs an errorfree sampling with core samples, but also with fine TDR probes. The regression models are more reliable if L-band is used and if more than one radar channel in L-band is available. The HV polarization has a negative influence on the analysis, since calibration errors are often added to the signal, which was especially visible after contrast enhancement and was showing several lines. The application of only one C-band channel as with ERS-1/2 or RADARSAT did not result in any usable soil water content retrieval since roughness effect influenced the measurement. The sensitivity of the radar signal for the soil water content was also studied by CHAMPION & FAIVRE (1997) with a scatterometer of a defined rough surface and frequencies of 5.3, 9.0 and 13.6 GHz at incidence angles of 0-60° in 10° intervals for diverse soil water contents. They also reached the conclusion, that the polarization influences the sensitivity of the backscattering signal of the soil water content. This was shown with analyses of variance. According to this the cross polarization is the decisive factor. Questionable is the influence of the calibration precision which is not discussed herein any further. Moreover the investigations are related to a test area

with a defined roughness, which reduces the possibility of generalization of these findings to a great deal. A new method for the correction of the surface roughness for a better retrievability of the soil water content is proposed by JACKSON et al. (1997). It is based on a data base of roughness quantities which have been collected during an erosion study.

The application of backscattering models (Chapter 5) reduce field campaign costs if soil, relief and microrelief parameters are known. For all combinations of soil texture, water content, temperature and surface roughness the expected backscattering coefficients in C- and L-band can be calculated with the MIMICS-UMICH model (ULABY et al. 1996) for example. Herein different surface roughness models can be chosen (*Small Perturbation, Physical Optics, Geometric Optics*). Currently several groups are working on an improved characterization of the rough surface and therefore the applicability of those models for a diverse data set of soil management states (MATTIA et al. (1996), SOUYRIS et al. (1996)).

If the area is unknown to the analyst then the use of L-band data, which has to be at least HH and VV polarization, a complex inversion model can be applied to the data (Chapter 6). The conversion of the model calculated dielectric constant into the soil water content can also be done with a digital substrate map (HALLIKAINEN or PEPLINSKI method) or without (TOPP method). The achieved result, which is the overestimation of the soil water content while an underestimation of the roughness takes place has also been reported by WANG et al. (1996) and SHI et al. (1997). The precision of their evaluation is based on a comparison of calculated and measured values bases on a field average. SHI (1997) reaches a 3.4% error rate for the volumetric soil water content or 1.9 dB error for the roughness if all results from a time series over 11 days and 6 test areas are pooled. The dry down cycles on the surface after a precipitation event where reproduced correctly if the inversion model results are visually interpreted.

The SHI model (Chapter 5.3.1.1) and the SHI implementation of the DUBOIS model (Chapter 5.3.1.3) also calculates an additional raster data set with those pixels, for which the model does not have any solution due to unrealistic polarization ratios. Otherwise the NDVI (*normalized difference vegetation index*, DUBOIS et al. 1995) derived from optical data set of the same day could be employed for a masking of

vegetated fields. Also special vegetation model are further investigated in terms of their applicability (LANG et al. 1991, CHAUHAN et al. 1994). And inversion model are currently developed much further. FUNG et al. (1996) improves the results through his improved IEM model, where especially the calculation of the FRESNEL reflectivity, and reaches a higher agreement between measured and modeled soil water contents.

The preparation of the reference data from a raster oriented sampling grid with geostatistical prepared data proved semi-successful (Chapter 5.3.1). With the given geometric resolution and the added disturbances due to *speckle* an inner differentiation of the fields can only be interpreted to a very limited degree. This especially shows during the pixel by pixel comparison between the inversion model results and the *kriging* results for the soil water content. This technique is recommendable with high resolutions radar systems (e.g. DO-SAR of the company DASA/DORNIER, Friedrichshafen, Germany) with 60 cm spatial resolution, since scaling differences between field measurements and image data are not insurmountable as with satellite data with much lower spatial resolution. The field average oriented analysis of the soil water content or the field average oriented checking of the model results, as hydrologic motivated analyses require, is yet a preliminary approach, but not sufficient for soil scientific applications.

In soil science methods are repeatedly tested that result in the spatial variability of the soil water content and to incorporate these into geographic information systems (VACHAUD et al. 1985, CSILLAG et al. 1996). BELL et al. (1980) investigated the quality of the analyses of soil water content variation of the surface layer within large agricultural fields. The high small scale variation of the soil water content is always present. Neither a certain standard deviation nor a certain coefficient of variation defines the variability across the whole range of medium soil water contents. The use of a new parameter for the upper limit of the standard deviation defines a maximum distribution of the assumed soil water contents. Observation by CARPENTHIER & GROFFMAN (1992) about the variability of the soil water content in function of the absolute water content was detected in the present work in comparison of campaigns during different seasons and weather conditions: At a high water content, the spatial variability is less than with low soil water contents. Moreover the spatial variability increases with relief influences.

The operational application of SAR data for the spatial retrieval of the soil water content as a starting and verification value for soil water budget and regional water budget models or as a basis for regional planning is still not operationally possible since suitable satellite data are not available at the moment. High resolution satellites which are operating in the optical and infrared portion of the electromagnetic spectrum are placed in orbit very frequently, but radar satellites of this kind are not yet available. The antenna dimensions, the power supply and the downlink data rate and amount are especially critical for L-band or P-band data or for systems with polarimetric technology and serve as the limiting factors for a soon realization of high resolution radar systems in orbit.

For soil scientific and hydrologic applications of radar remote sensing a very precise determination of the soil physical parameters with a precision of possibly less than +/- 10% Vol. a high radiometric resolution and a calibration better than the so far achievable +/- 2 dB are necessary.

In backscattering inversion the problem of vegetation and surface roughness on the backscattering process has not been fully understood yet. Most of the models for backscattering inversion of vegetation need rarely available and very extended parameter data sets, which complicate the operational use. The retrieval of roughness is best achievable with circular polarizations after simulations studies by ZRIBI et al. (1997). These results were tested with SIR-C/X-SAR and AIRSAR data, but were not evaluated at a spatial scale. Yet the method is suggested as an improvement for soil water content retrieval and very rough surfaces. For a better consideration of special soil characteristics of swelling and shrinking clayey soils the dielectric behavior of such substrates in Australia by SABBURG et al. (1997). This work is an important addition to the basic research of the groups around ULABY and DOBSON, since it is shown, that the conversion of the dielectric constant with HALLIKAINEN et al. (1983) is not applicable to this kind of substrates.

The regionalization based on radar data should be tested on other data sets especially in terms of their scale dependency in various areas and weather situations. An other topic under investigation is the availability of optimal verification and validation data sets taking into account the scale problem. In the present work for this purpose

geostatistics has been employed (*kriging*). Since the results of the backscattering inversion and the reference data are still not close enough, it has to be questioned if the reference data should be considered on the basis of field mean values any further or if other spatial integration areas should be preferred (*representative elementary area, hydrological units, pedo-hydrotopes*).

The incorporation of remote sensing results into regional models was studied in an extensively investigated hydrological catchment near Washita, Oklahoma, USA (FAMIGLIETTI & WOOD 1994 and 1995, JACKSON et al. 1996, O'NEILL et al. 1996, CHANZY et al. 1997). So far mostly passive radar systems were employed (SCHMUGGE 1983, ENGMAN 1990, JACKSON 1993) which had a pixel resolution of only 100 m. They are well suited for the retrieval of the soil water content in 0-5 cm b. surf. in large areas and in a regional scale (ca. 1000 km<sup>2</sup>) with 200 m spatial resolution. Very rough and vegetation covered fields were left out of the analysis by most of the research groups (CHANZY et al. 1997). A comparison between the usability of passive or active radar data for soil water content retrieval as input data for hydrological models, with both kinds of systems, an error rate of 20% compared to the reference data was reached if an average over the whole catchment was investigated. The dry down cycle was reproduced by both systems.

Since both methods include error sources and optimal data sets are rarely achievable for an operational use, methods are needed to compensate for these data gaps. From Meteorology, methods are known that allow a four dimensional data assimilation of sub-optimal data sets based on remote sensing data of various systems and especially of the soil water contents derived from those (HOUSER 1996, HOUSER et al. 1997).

Future research thus is not only needed in the field of sensor development, image processing and the understanding of backscattering inversion, but also in the field of scale transfer and measurement comparability.

## **Anhang A**

## A. Funktion eines SAR-System

### A.1 Meßprinzip eines SAR

Nach den einführenden Erläuterungen zum Prinzip des Radar in Kap. 1 werden hier die technischen Meßprinzipien vorgestellt werden. Hierbei wird zwischen mono-frequentem SAR und mehrfrequentem SAR unterschieden werden. Aktuelle Satelliten Systeme wie der ERS-1 und ERS-2 (C-Band, VV, 23° Einfallswinkel), der JERS-1 (L-Band, HH, 40° Einfallswinkel) und der RADARSAT (C-Band, HH, 20-50° Einfallswinkel) arbeiten mit nur einer Frequenz und Polarisation. Hauptursache für diese Einschränkung ist die begrenzte Leistungsverorgung des Systems über Batterien und Solarpaneele sowie das Gewicht des Sensors und die an die Bodenstationen zu übertragende Datenmenge.

#### A.1.1 Mono-frequentes SAR

Bei einem monostatischen Radar System, wie einer der oben genannten Satelliten, befinden sich *Transmitter* und *Receiver* auf einer Plattform. Die Messung mit einem Radarsystem ist einerseits die Detektion der Stärke des Signals, der Pulsform und des Frequenzspektrums und andererseits die Lokalisierung des Meßortes mit Entfernung, Richtung und Dopplereffekt. Monofrequentes SAR arbeitet, wie der Name impliziert, mit nur einer Frequenz.

Das SAR erzeugt ein Rückstreubild der Erdoberfläche, indem es seitlich zur Flugrichtung aufnimmt. Diese Aufnahmegeometrie hat ihren Ursprung in der militärischen Anwendung, bei der Gebiete seitlich der Flugbahn beobachtet werden sollten. Der Sensor schickt beim Überflug Mikrowellenpulse einer definierten Pulswiederholfrequenz ab (PRF) und empfängt die Echos jedes Pulses über die gleiche Antenne. Die Fläche, die von einem einzigen Puls am Boden 'beleuchtet' wird, ist der sogenannte *Antennen-footprint*. Der gesamte Bildstreifen, der durch die Fortbewegung in Flugrichtung abgetastet wird, ist der *swath*.

Jeder transmittierte Puls streicht quer zum *swath* (*across track* oder *swath*) mit Lichtgeschwindigkeit pro Sinus des Einfallswinkels  $c/\sin \theta$  über die Erdoberfläche. Die Breite des *swath* wird durch die Flughöhe  $h$ , die Wellenlänge  $\lambda$ , die effektive Antennenbreite  $W_{\text{eff}}$  und den Einfallswinkel  $\theta$  bestimmt:

$$\text{swath-Breite} = \lambda \cdot h / (W_{\text{eff}} \cdot \cos^2 \theta)$$

Zur gleichen Zeit wird der Sensor in *along track* Richtung auf der Trägerplattform fortbewegt. Die Vorwärtsbewegung ist bei Satellitensystemen von der Sensorgeschwindigkeit, der Systemgeometrie und der Erdrotation abhängig. Die zweidimensionale Darstellung der empfangenen Signale hat folgende Charakteristika: Im *Range* wird die Auflösung durch die Bandbreite des transmittierten Pulses bestimmt, die *Azimuth-Auflösung* ist durch die Antennen-*footprint*-Größe bestimmt und kann mehrere Kilometer groß sein. Um die Antenne auf einen kleineren *footprint* fokussieren zu können, muß die Antenne enorm lang sein. Das wären 3.5 km für einen gedachten ERS-1 Satelliten mit realer Apertur (RAR). Mit SAR-Systemen wird dieses Problem umgangen, indem die Echos kohärent empfangen und aufgenommen werden. Die Auflösung wird durch die Feinstruktur der Phase im Muster des *Azimuth-footprint* bestimmt. Die kohärente Aufzeichnung erlaubt die Überwachung der Veränderung der Phase eines Streuers auch über eine große Strecke zum Sensor. Die Ausbeutung der Signalphase während der Prozessierung kann als Synthese einer Antenne mit langer Azimuthausdehnung angesehen werden. Die geometrische Auflösung eines Radars mit realer Apertur kann hergeleitet werden, indem man den minimalen Abstand zwischen zwei benachbarten Objekten betrachtet sowie den Zeitabstand mit dem die Signale die beiden Punkte treffen:

$$\tau = (2 \cdot X_r) / c \cdot \sin \theta$$

wobei  $\tau$  die Differenz der Signallaufzeiten zweier benachbarter Punkte,  $X_r$  die Range-Auflösung,  $\theta$  der Einfallswinkel und  $c$  die Lichtgeschwindigkeit ist. Der Faktor zwei zeigt an, daß das Signal die Entfernung vom Radarsystem zum Objekt zweimal durchlaufen muß.  $\tau$  entspricht dem Kehrwert der Bandbreite des Signals, also ist

$$X_r = c / (2 \cdot B \cdot \sin \theta)$$

Da die Signale von Punkten mit gleicher Entfernung vom Radar gleichzeitig an der Antenne ankommen, entspricht die *Azimuth-Auflösung* der Größe des *footprints*. Diese berechnet sich aus der Flughöhe  $h$  multipliziert mit dem Öffnungswinkel der Antenne  $\theta_a$  dividiert durch den Cosinus des Einfallswinkels.

$$X_a = h \cdot \theta_a / \cos \theta = h \cdot \lambda / L_{\text{eff}} \cdot \cos \theta$$



wobei  $L_{\text{eff}}$  die effektive Länge der Antenne ist. Für das SAR vereinfachen sich die Gleichungen für  $X_r$  und  $X_a$ :

$$X_r = c / 2 \cdot B \cdot \sin \nu$$

mit  $\nu$  als Winkelabweichung vom Nadir und

$$X_a = L_{\text{sar}} / 2$$

mit  $L_{\text{sar}}$  als physikalische Länge der Antenne. Die *Range*-Auflösung nimmt also mit der Entfernung vom Radar ab.

Sehr viel längere SAR-Antennen (synthetische Aperturen) werden erzeugt, indem die Impulse mehrmals auf die gleiche Stelle abgesandt werden, während sich die Antenne auf dem Orbit fortbewegt. Die Korrelationen der mehrfach empfangenen Signale eines Objekts werden in der Prozessierung berechnet. SAR ist also ein verfeinertes RAR bei dem die genauen Zeitbeziehungen zwischen dem Sender und dem Empfänger analysiert werden (*Doppler Beam Sharpening*).

Der sehr große *Footprint* wird also in Azimuth- und *Range*-Richtung zerlegt, um eine bessere geometrische Auflösung zu erzielen.

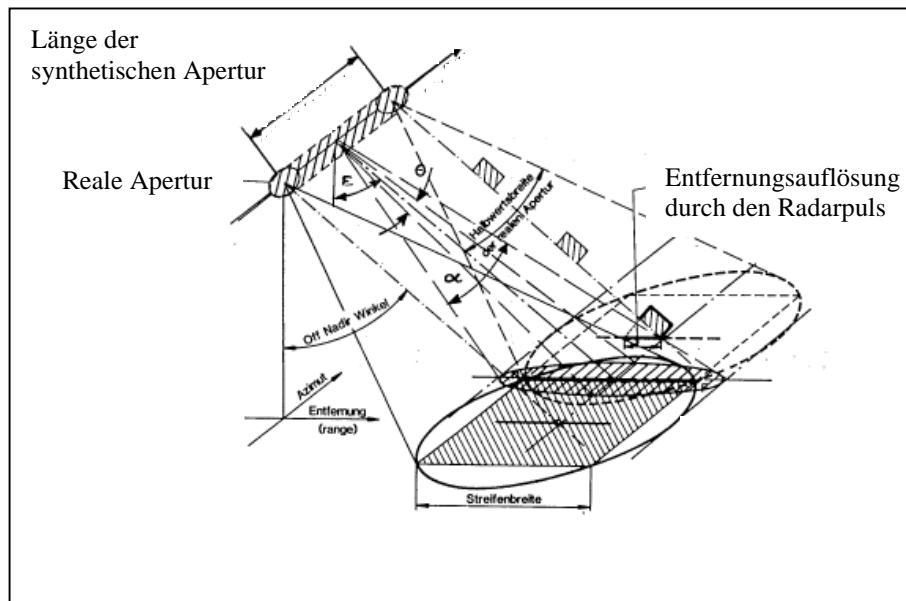


Abb. A-1: Aufnahmegeometrie von SAR-Systemen.

### A.1.2 Polarimetrisches SAR

Polarimetrische SAR-Systeme sind in der Lage, den Polarisationszustand der abgeschickten und der empfangenen Welle zu kontrollieren und zu messen. Dabei wird die Welle in beiden Fällen jeweils linear polarisiert, also vertikal oder horizontal polarisiert abgesandt und empfangen. Aus der Kombination der Polarisationszustände ergibt sich das Kürzel HH, VV, HV oder VH. Bei monofrequenten Radarsystemen mit nur einer Polarisation (ERS-1, JERS-1, RADARSAT) wird jeweils nur eine *Transmit/Receive*-Polarisationskombination gemessen. Die zurückgestreute Welle, die eigentlich eine Vektorgröße ist, wird als skalare Größe gemessen und zusätzliche Informationen über die Oberfläche, die in den Polarisationszuständen enthalten sind, gehen verloren. Polarimetrie dagegen mißt je eine Vektorgröße für unterschiedliche Polarisierungen. Für jede Auflösungszelle wird die komplexe Streuungsmatrix gemessen. Sie ist also eine Erweiterung der Scatterometrie, bei der die empfangene Leistung eines Echos für ein oder zwei orthogonale *Transmit*-Zustände gemessen wird. Hochauflösende oder abbildende Polarimetrie erlaubt die Messung der Amplitude und der relativen Phase aller Polarisationszustände für *Transmit* und *Receive*.

Bereits 1985 wurde ein abbildendes polarimetrisches L-Band SAR-System des JPL eingesetzt, deren Nachfolger ein System mit 3 Frequenzen (P-, L- und C-Band) war. Die drei Antennen sind monostatische Systeme, die abwechselnd horizontal und vertikal polarisierte Wellen aussenden und empfangen. Dazu werden zwei co-lokale Antennen verwendet.

Polarisation ist die Eigenschaft mono-frequenter elektromagnetischer Strahlung, die Form und die Orientierung des geometrischen Ortes der Feldvektorspitzen als Funktion der Zeit beschreibt. Der elektrische Vektor einer harmonischen ebenen Welle (nur eine Schwingungsebene) zeichnet eine Ellipse in der Transversalebene zur Zeit nach. Die Form und die Ausrichtung der Ellipse sind eine Funktion der relativen Phase  $\phi = \phi_x - \phi_y$ . Unterscheiden sich  $\phi_x$  und  $\phi_y$  um eine ganze Zahl von  $2\pi$ , so sind die beiden Komponenten *in Phase*. Ist der Unterschied ein ungerade ganzzahliges Vielfaches von  $\pi$ , so nennt man die Welle linkssinnig polarisiert. Ist die Differenz kleiner als  $\pi$ , so ist die Welle rechtssinnig polarisiert. Diese Polarisationsellipse kann auch zu einer Linie werden, wodurch lineare Polarisationszustände erreicht werden.

Allgemein kann die Polarisation einer elektromagnetischen Welle in einem karthesischen Koordinatensystem dargestellt werden, bei dem die z-Achse die Zeit darstellt. Verzichtet man auf Zeitachse, so kann die Polarisation auch durch zwei Winkel ausgedrückt werden:

- Der Elliptizitätswinkel  $\chi$  (*Ellipticity Angle*) definiert die Abflachung der Polarisationsellipse und variiert von  $-45^\circ$ ... $+45^\circ$ , wobei  $0^\circ$  einer linearen, positive Werte einer rechts-sinnigen Polarisation und negative Werte einer linkssinnigen Polarisation entsprechen.
- Der Orientierungswinkel  $\psi$  (*Orientation Angle* oder *Tilt Angle*) definiert die Ausrichtung der Ellipse und liegt zwischen  $0^\circ$ ... $180^\circ$ . Hierbei entspricht  $0^\circ$  der h- und  $90^\circ$  der v-Richtung.

Die beiden Winkel beschreiben einen Punkt auf der POINCARÉ-Sphäre, einer Kugel. Eine Übersicht der relevanten Polarisationswinkel ist in Tab. I-1 zusammengestellt.

**Tab. I-1: Polarisationswinkel für lineare Polarisationen für *Transmit* (t) und *Receive* (r). Elliptizitätswinkel ist 0 für lineare Polarisationen.**

Polarisation	Elliptizitätswinkel	Orientierungswinkel
HH	$0_t 0_r$	$0_t 0_r$
VV	$0_t 0_r$	$90_t 90_r$
HV	$0_t 0_r$	$0_t 90_r$
VH	$0_t 0_r$	$90_t 0_r$

Eine weitere Beschreibung der Polarisation kann mit Hilfe des JONES-Vektors erfolgen, in dem das elektrische Feld als komplexe Größe aufgefaßt wird (BOERNER et al. 1990). Das Polarisationsverhältnis, eine andere Ausdrucksform für die Polarisation kann auf zirkularer (LR-Basis, linkssinnig/rechtssinnig) und auf linearer Basis (HV-Basis, horizontal/vertikal) ausgedrückt werden.

Diese Ausführungen beziehen sich auf vollständig polarisierte Wellen, d.h. die elektrischen Felder und die Phase ändern sich nicht oder nur geringfügig in der Zeit. Teilweise polarisierte Wellen werden mit Hilfe der Stokesparameter charakterisiert. STOKES (1852) definierte vier Größen, die Stokesparameter, mit der gleichen Dimension, die eine polarisierte Welle besser charakterisieren, als die Amplitude und die Phase, die unterschiedliche

Dimensionen besitzen. Diese Stokesparameter sind  $I_i$ ,  $Q_i$ ,  $U_i$  und  $V_i$ , die sich für eine monochromatische Welle auf HV-Basis aus den elektrischen Feldern mit unterschiedlichen Polarisationsvektoren und der Phasendifferenz berechnen lassen. Sie charakterisieren Größe, Phase und Polarisation. Mathematisch läßt sich zeigen, daß der Stokes-Parameter  $g_0$  immer der gesamten Leistungsdichte (*Power Density*) der Welle entspricht,  $g_1$  ist gleich der Leistung der horizontal oder vertikal polarisierten Komponente,  $g_2$  ist gleich der Leistung in der linear polarisierten Komponente bei einem Orientierungswinkel von  $45^\circ$  oder  $135^\circ$  und  $g_3$  ist gleich der Leistung in der linkssinnigen oder rechtssinnigen zirkular polarisierten Komponente. Bei der SAR-Messung werden Anteile aller Polarisationskomponenten der Welle erfaßt. Natürlich können die Stokes-Parameter auch in geometrischen Parametern ( $\epsilon$  und  $\tau$ ) definiert werden. Der häufigere Fall ist jedoch eine teilweise polarisierte Welle, also die Summe einer komplett unpolarisierten und einer vollständig polarisierten Welle. Der Stokesvektor ist ein Spezialfall für monochromatische Wellen. Er wird für *Transmit* und *Receive* unter definierten Polarisationsvektoren formuliert.

Aus der Radarmessung erhält man die Streuungsmatrix  $\mathbf{S}$ , die für jedes Pixel für *Transmit* und *Receive*, gemessen wird und das einfallende und gestreute Feld charakterisiert:

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} S_{HH} & S_{VH} \\ S_{HV} & S_{VV} \end{pmatrix}$$

Wenn  $\mathbf{S}$  bekannt ist, kann die Polarisationskonfiguration mit  $\mathbf{V} = \mathbf{q}_r^T \mathbf{S} \mathbf{q}_t$ , ermittelt werden, wobei  $\mathbf{q}_r$  und  $\mathbf{q}_t$  die Polarisationsvektoren für *Transmit* und *Receive* sind.  $\mathbf{S}$  ist die Streuungsmatrix, die für jede Pixel die Rückstreungsantwort charakterisiert (*Backscattering Response*). Das einfallende und das gestreute Feld können auch mit Hilfe der JONES-Matrix  $\mathbf{J}$  charakterisiert werden (*Complex Scattering Matrix*). Sie beruht auf dem JONES-Vektor, der das elektrische Feld mit Hilfe komplexer Größen beschreibt. Dies ist eine andere Formulierung des gleichen Sachverhalts.

Zur kompletten Charakterisierung der polarimetrischen Streuungseigenschaften eines geophysikalischen Medien wird die Kovarianzmatrix als Produkt des Polarisationsvektors und seiner komplex konjugierten Transponierten definiert. Die Polarisationszustände HV und VH werden als gleich angenommen. Die Intensitäten (im Sinne von elektrischer Lei-

stung) der unterschiedlichen Polarisationsfälle berechnen sich aus den Streuungsmatrizen  $\mathbf{S}$  und ihren komplexen konjugierten  $\mathbf{S}^*$ . Die Stokesmatrix oder Müller-Matrix  $\mathbf{M}$  (MÜLLER 1948) ist eine symmetrische 4 x 4-Matrix und setzt sich aus 10 Elementen zusammen. Deshalb werden auch 10 Bytes als Speicherplatz benötigt.

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} & M_{14} \\ & M_{22} & M_{23} & M_{24} \\ & & M_{33} & M_{34} \\ & & & M_{44} \end{bmatrix}$$

Für definierte *Transmit* und *Receive* Polarisationen ist die empfangene Intensität (*Power*) proportional zu einem Streuungskoeffizienten, der mit Hilfe der Müller-Matrix definiert werden kann. Bei der Datensynthese aus der Stokesmatrix  $\mathbf{M}$  und dem Stokesvektor (Polarisationsvektor) wird die Leistung (*Power*) nach der folgenden Formel für ein 4-Look-Pixel berechnet:

$$\mathbf{P} = [\mathbf{G}_R^T] \mathbf{M} [\mathbf{G}^T]$$

$\mathbf{G}_R$  und  $\mathbf{G}_T$  sind die Stokesvektoren für die Welle bei *Transmit* und *Receive*. Aus den Intensitäten und den Polarisationswinkeln  $\epsilon$  und  $\tau$  können für jede Bodenbedeckung Netzdiagramme gezeichnet werden, die eine typische Polarisationsignatur wiedergeben.

Der Vorteil von polarimetrischen Radar gegenüber monofrequentem SAR ist die komplexere Erfassung der Rückstreuungseigenschaften von Objekten. Es kann so eine umfassendere Beschreibung z.B. natürlicher Objekte wie Pflanzenbeständen oder unbewachsener Oberflächen erzielt werden.

Zahlreiche angewandte Untersuchungen zur Polarimetrie von natürlichen Objekten wurden z.B. von EVANS (1986), ULABY et al. (1987), VAN ZYL et al. (1987), EVANS et al. (1988), KRUL (1982), WANG (1987), SHI et al. (1991), DUBOIS et al. (1991) durchgeführt.

#### **A.1.1.1 Prozessierung von SAR-Daten**

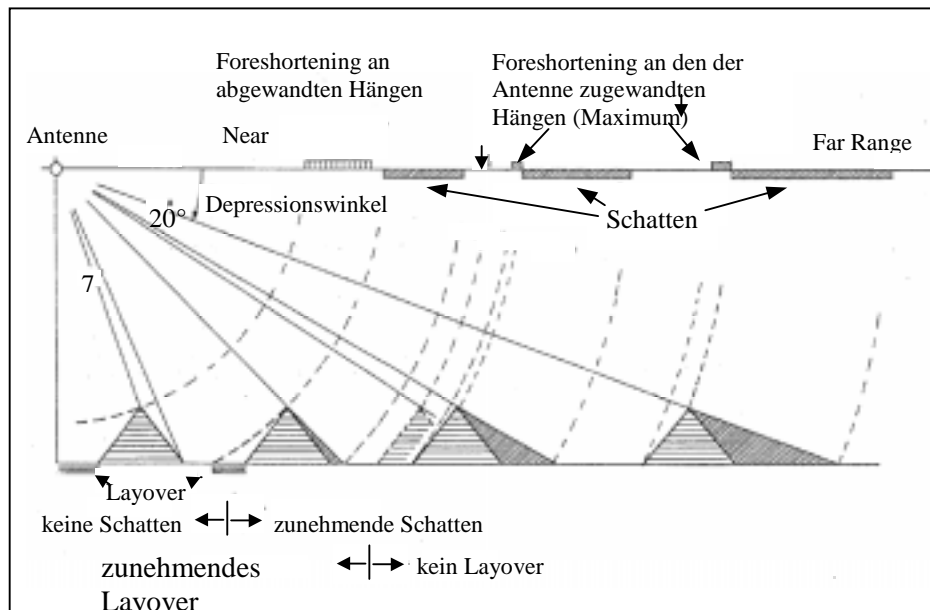
Unter Prozessierung versteht man die Umrechnung der empfangenen Streuungsvektoren bzw. Matrizen in Bilddaten. Dies ist im wesentlichen die Korrelation des gemessenen

Signals mit dem transmittierten *Chirpsignal* (*range compression*) für die Kompression im *Range*. Für ERS-1 Daten werden folgende Prozessierungsschritte durchlaufen (SCHREIER 1993). Die Schätzung der Dopplerfrequenz (*doppler centroid frequency estimation*) ist nötig, um das Signal/Rauschverhältnis zu maximieren und die Azimuth-Störungen zu minimieren. Dann wird eine *range migration correction* durchgeführt, um die Range-Entfernung zwischen Objekt und Sensor während der Mehrfachaufnahmen auszugleichen. In der Azimuth-Kompression wird jetzt das empfangene Signal mit dem Azimuth-*Chirp*-signal verglichen und meistens zusammen mit dem *Multilook*-Verfahren die letztliche Pixelgröße festgelegt. Azimuth-*Resampling* und *Slant-to-ground*-Projektion sind die folgenden Schritte. Schließlich wird eine relative Kalibrierung durchgeführt, bei der die *range*-abhängige Rauschkomponente, die in jedem Pixel enthalten ist, abgezogen wird.

## A.2 Geometrie

Die geometrischen Eigenschaften von Radardaten sind durch die Aufnahme-prozedur begründet. Da SAR seitlich zur Flugrichtung aufnimmt und die Abbildung der einfallenden Strahlen entlang von Kreisbögen auf die Ebene erfolgt, kommt es zu Versätzen der Objekte im Bild. Geländeverzerrungen durch *Foreshortening*, *Layover*, *Radar Shadow* und *Range Displacement* treten auf:

- *Foreshortening*: Besonders bei Wäldern sind an der dem Radar zugewandten Seite helle Bereiche zu erkennen, denn der lokale Einfallswinkel erreicht nahezu  $90^\circ$ . Ein anderes Beispiel sind Berghänge, die in Richtung des Radars umzukippen scheinen.
- *Layover*: Extremfall des *Foreshortening*, bei dem der Berggipfel früher abgebildet wird als der Bergfuß. Die Bildbereiche nahe des Radar sind deutlich heller. Die Radar-energie wird auf wenige Pixel 'zusammengedrängt'.
- *Shadowing*: Im Gegensatz zum *Foreshortening* bzw. *Layover* sind die dem Radar nicht zugänglichen Bereiche, z.B. hinter Wäldern, deutlich dunkler als der Rest des Bildes.
- *Rangedisplacement*: Aufgrund der früheren Detektion von Bergspitzen im Gegensatz zu ihrem Fuß wird die Lage des Gipfels vom Radar weg verschoben.



**Abb. A-2: Geometrische Verzerrungen in Radarbildern.**

### A.3 Radiometrische Auflösung

Die radiometrische Auflösung eines Radarsystems ist ein Maß für die Fähigkeit des SAR-Systems Unterschiede in der Rückstreuung ( $\sigma^\circ$ ) zu trennen. Die gesamte Intensität  $I$  der Rückstreuung setzt sich aus der Signalintensität  $I_s$  und einer Rauschintensität  $I_n$  zusammen und steht in Relation zum normalisierten Rückstreuungskoeffizienten  $\sigma^\circ$  mit

$$\sigma^\circ [\text{dB}] = 10 \cdot \log_{10} \cdot I.$$

Ein Maß für die Reinheit der gemessenen Intensität ist das Signal/Rauschverhältnis  $S/N$  (*signal to noise ratio*):  $I_s/I_n$ . Das Rauschen (*speckle*), das das Signal beeinflusst, wird mit der Standardabweichung quantifiziert:  $SD(I) = I / \sqrt{L}$ , wobei  $L$  die Anzahl der *looks* ist. Ein Unterschied zwischen den gemessenen  $\sigma^\circ$  kann festgestellt werden, wenn er größer ist als die Standardabweichung des *speckle*. Die radiometrische Auflösung ist also

$$r[\text{dB}] = 10 \cdot \log_{10} \left( \frac{I_s + SD(I)}{I_s} \right) = 10 \cdot \log_{10} \left( 1 + \left( 1 + \frac{1}{S/N} \right) \cdot \frac{1}{\sqrt{L}} \right)$$

Im rauschfreien Fall ist die radiometrische Auflösung  $r$  [dB] =  $10 \cdot \log_{10}(1+1/\sqrt{L})$ , also kann die radiometrische Auflösung eines *single-look* Bildes nie besser als 3 dB sein, bzw. bei drei *looks* besser als 1.98 sein.

#### A.4 Kalibrierung

Die Kenntnis des Antennendiagramms (*antenna pattern*), das das Abstrahlungsverhalten der Antenne beschreibt, ist die Grundvoraussetzung für eine erfolgreiche Kalibrierung. Hierzu muß die Abbildungsgeometrie bekannt sein. Die entscheidenden Parameter sind die Flughöhe, das Erdellipsoidmodell, die Lage der Plattform im Raum, die Antennenhauptstrahlrichtung und Topographie-Einflüsse am Boden. Darüber hinaus müssen Referenzziele mit homogener Rückstreuung bekannt sein. Die ERS-1 Kalibrierung wird z.B. mit Hilfe von Flächenzielen (Wälder) durchgeführt. Bei Flugzeug oder Shuttle-Experimenten werden zusätzlich *Transponder* und *Corner*-Reflektoren verwendet.

Bei mono-frequenter, einfach polarisiertem Radar wird nur Streukoeffizient pro Pixel gemessen, d.h. die Daten können in einem Kanal abgelegt werden. Dagegen werden bei polarimetrischen Messungen die Amplitude und die relative Phase jeder Polarisationskonfiguration aufgezeichnet. Das bedeutet für die Kalibrierung: Die Daten aus den verschiedenen Kanälen (*polarisation diverse channels*) müssen mit den richtigen Amplituden und Phasengewichten kombiniert werden, um die Polarisationszustände berechnen zu können.

Die Kalibrierung ermöglicht die Rückrechnung der gemessenen verrauschten Signale in den vom Objekt wirklich zurückgestreuten Teil. Die Rauschkomponenten, die das Signal stören, werden durch Instabilitäten der Amplitude und Phase bei Schwankungen der Sende- und Empfangsleistung erzeugt. Die Phasenkalibrierung muß nur bei polarimetrischen Systemen unbedingt durchgeführt werden. Hierdurch wird dafür gesorgt, daß Fehler in den Phasenbeziehungen zwischen Polarisationskanälen ausgeräumt werden. Diese würden zu einer fehlerhaften Synthese der Polarisationszustände führen. *Crosstalk*-Kalibrierung (= „Übersprechen“) ist die Abstimmung zwischen verschiedenen Aufnahmekanälen (Frequenzen oder Polarisationen) z.B. horizontaler und vertikaler Streuungsmuster. Unreine Polarisationszustände können aufgrund nicht perfekter Antennen entstehen. (ULABY, F.T. & C. ELACHI (1990))



Diese Verfahren zur Beseitigung von Fehlern zwischen den Aufnahmekanälen werden auch als relative Kalibrierung (*Channel imbalance*) bezeichnet. Erst die absolute Kalibrierung in Rückstreuungskoeffizienten (*sigma-naught*), die oft erst beim Anwender durchgeführt wird, ermöglicht den direkten Vergleich von Radarmessungen unterschiedlicher Systeme.

Unter vollständiger Kalibrierung (*full calibration*) versteht man die Kombination aus den oben genannten Verfahren Phasen-, *cross-talk*, relativer und absoluter Kalibrierung. Dies ist der Idealfall und wird bei ERS-1 Daten erst im letzten Schritt beim Anwender erreicht, wenn die Intensitäten mit Hilfe der Aufnahmegeometrie (Entfernungen vom Sensor zum Objekt und zum Erdmittelpunkt bei gegebener geographischer Breite) und der jeweiligen Kalibrierungskonstante korrigiert werden.

Die Kalibrierung beim Anwender kann wie bei ENGMAN ET AL. (1986) erfolgen, der eine Region im Bild mit dem kleinsten DN (die aus dem Bild extrahierte Intensität: DN = *digital number*) ,wie z.B. ein Flughafen, als Referenz für die Subtraktion eines Rauschlevels von den Bilddaten genommen hat. Die lokal gültige Gleichung hierzu lautet:  $\sigma^{\circ} = 10 \log DN^2 - K^2 V_n^2 - 10 \log K^2 A_R^2 C_0^2$ . K ist der Skalierungsfaktor aus der Prozessierung bzw. die mitgelieferte Kalibrierungskonstante, A ist die Bodenauflösung, V ist das Hintergrundrauschen, eine unbekannte Konstante, die eventuell aus aktiver Kalibrierung herangezogen werden kann. Ein weiteres Beispiel findet sich bei HONEYCUT (1979) und BLANCHARD (1983). Für die Kalibrierung von ERS-Daten durch den Anwender hat LAUR (1991) eine Prozedur beschrieben, die z.B. auch VON PONCET et al. (1995) angewendet hat.

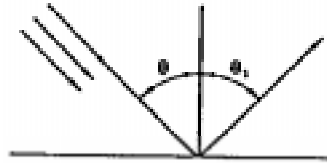
## **A.5 Interaktion von Mikrowellen mit natürlichen Oberflächen**

Beim Auftreffen elektromagnetischer Wellen auf ein Objekt treten Reflexion und Streuung, Penetration und Dämpfung, sowie Transmission und Brechung auf. Hier gelten weitestgehend die Regeln der Optik. Einige Besonderheiten von Mikrowellen werden hier dargestellt.

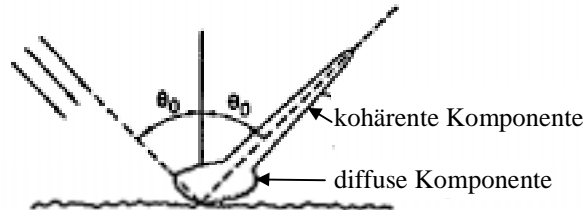
Es können zwei Arten von Streuungsmechanismen unterschieden werden: Oberflächenstreuung und Volumenstreuung. Die Art und Intensität der Oberflächenstreuung ist abhängig von der Geometrie, auf die eine Welle trifft. Ist die Oberfläche glatt, so tritt spiegelnde Reflektion (*specular reflection* oder *single bounce*) auf. Der Einfallswinkel ent-

spricht dem Reflektionswinkel (SNELL'sches Gesetz). Die gesamte Energie wird vom Radar weg reflektiert (*forward scattering*) und ist vollständig kohärent.

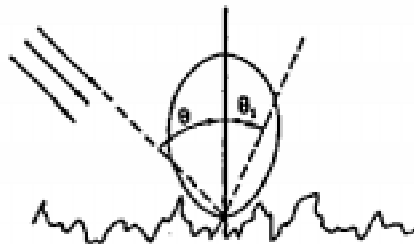
Trifft die Welle auf einen *corner*-Reflektor, also einen dihedralen oder trihedralen metallischen Reflektor oder auch eine Hauswand, tritt Zweifach- oder Mehrfachreflektion auf (*double bounce scattering* oder *multiple scattering*). Bei der Streuung an unregelmäßigen Oberflächen wird die abesandte kohärente Welle in einen kohärenten und einen diffusen Teil zerlegt (Abb. I-3). Die Größe dieser Anteile ist von der Oberflächenrauigkeit abhängig. Bei radiometrisch weniger rauhen Flächen wird der Hauptanteil vorwärts als kohärente Welle gestreut und ein geringerer Teil als diffuser Teil zurückgestreut. Bei sehr rauhen Flächen wird die Welle komplett diffus gestreut (LAMBERT'sche Oberfläche). Zur Charakterisierung rauher/nicht-rauher Oberflächen wird meistens das RAYLEIGH-Kriterium verwendet: Eine Fläche ist eben, wenn  $h < \lambda / 8 \cdot \sin \gamma$ , wobei  $h$  die Höhendifferenz ist und  $\gamma$  der Winkel zwischen der Welle und der Oberfläche ist. Andere Streueffekte sind Depolarisationen, d.h. eine HH-Polarisation kann zu einer VV-Polarisation werden.



a) Die reflektierte Leistung ist kohärent und  $\theta_i = \theta_s$ . Das Streuungsmuster ist eine Delta-funktion.



b) Das Streuungsmuster besteht aus einer starken kohärenten Komponente und einer geringen diffusen Komponente.



c) Das Streuungsmuster besteht nur aus einer diffusen Komponente. Bei Lambert'schen Oberflächen  $\sigma^\circ(\theta_i, \theta_s) = \sigma^\circ_0 \cos \theta_i \cdot \cos \theta_s$

**Abb. A-3: Streuungsmechanismen elektromagnetischer Wellen.**

Um diese Oberflächenrückstreuungskomponenten quantifizieren zu können, wurden Oberflächenstreuungsmodelle entwickelt, die die Oberfläche z.B. in Facetten zerlegen und nun für jede infinitesimal kleine Fläche die Streuung berechnen (Facettenmodell). Andere Rückstreuungsmodelle wie das *Small Perturbation Model*, *Physical Optics Model* und das *Geometric Optics Model* werden u.a. bei ULABY et al. (1982) eingehend diskutiert. Volumstreuung tritt auf, wenn die Welle auf trockenen Boden oder Vegetation trifft, teilweise

oder ganz eindringt und gestreut wird. Ausführliche Darstellungen finden sich bei (ISHIMARU 1991). Volumenstreuungsmodelle für Waldbestände befinden sich noch in der Entwicklung (LE TOAN et al. 1996, SOUYRIS et al. 1996).

## **Anhang B**

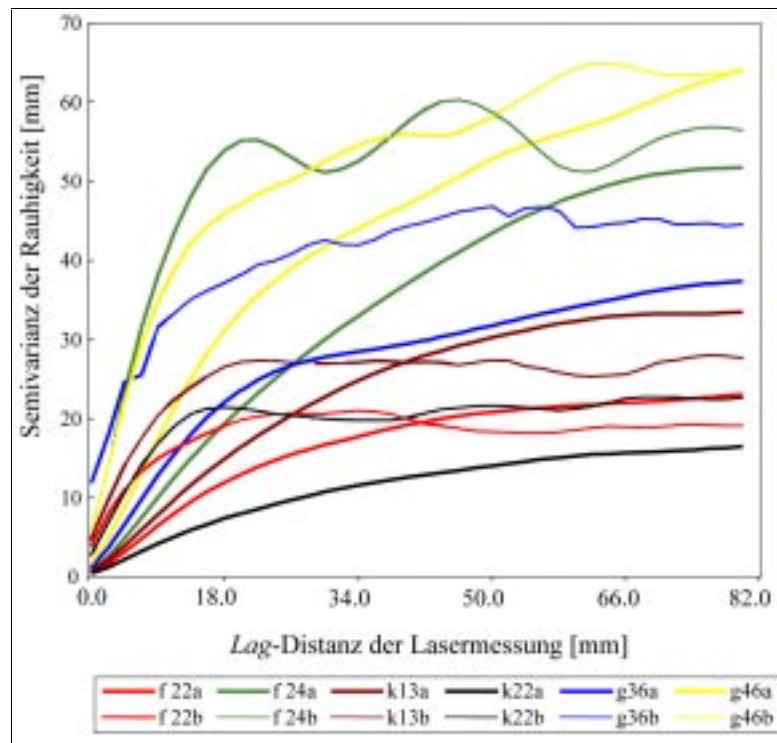
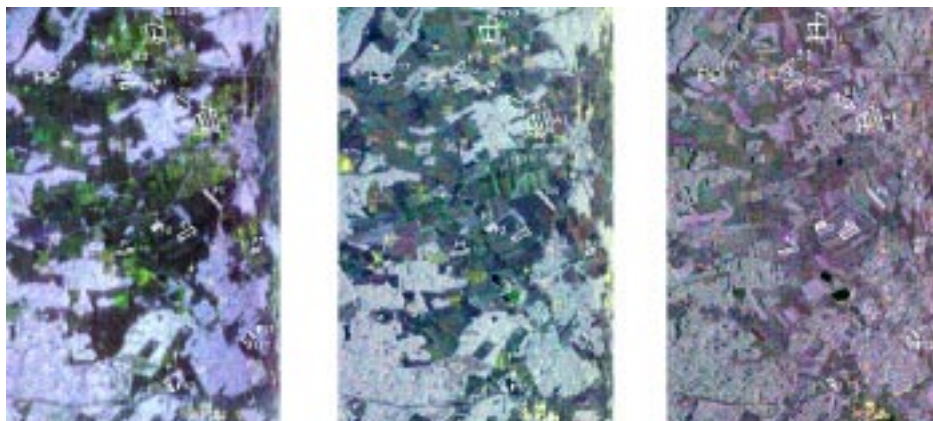


Abb. 3-3A: Semivariogramme der Oberflächenrauigkeiten im Oktober 1994 für unterschiedliche Saatbettbereitungen. Untersuchungsgebiet Rügen (HELMING 1994). Kennung a: 12mm und b: 2mm Meßinkrement.

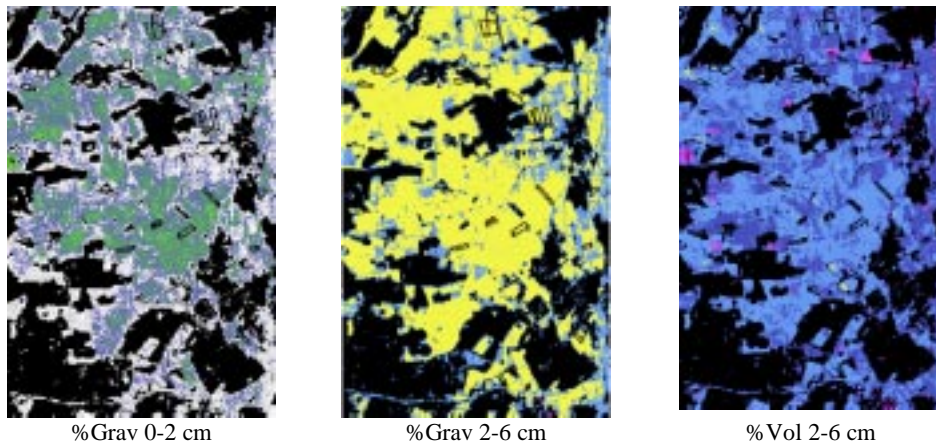


P-Band HH, VV, HV

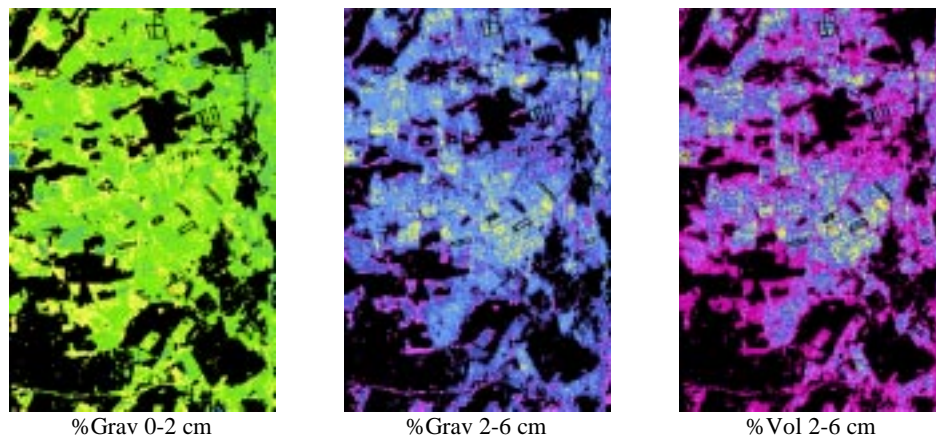
L-Band, HH, VV, HV

C-Band, HH, VV, HV

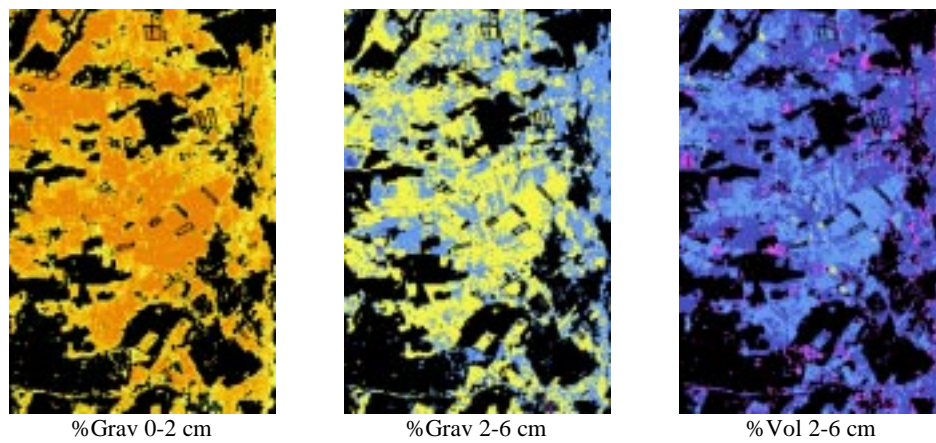
Abb. 4-3 A: Lage der Referenzflächen für die Messung des Bodenwassergehalts im Gebiet Gilching/Alling, Oberbayern.



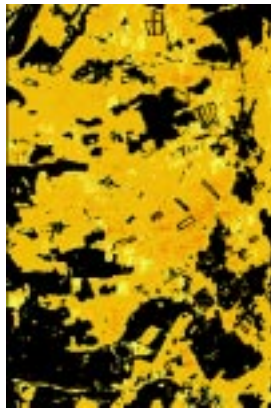
**Abb. 4-4 A: Regressionsergebnisse für P-Band in hh und vv Polarisation.**



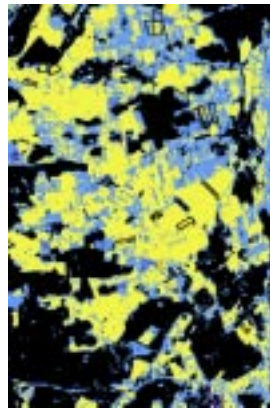
**Abb. 4-5 A: Regressionsergebnisse für L-Band in HH und VV Polarisation.**



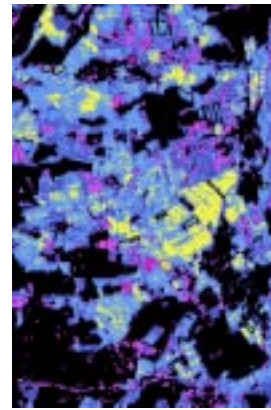
**Abb. 4-6 A: Regressionsergebnisse für P- und L-Band in hh Polarisation.**



% Grav 0-2 cm

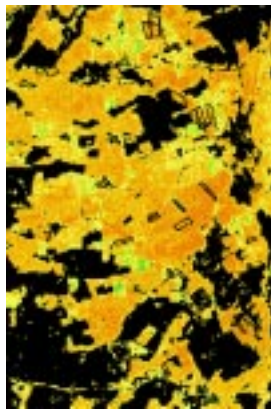


% Grav 2-6 cm

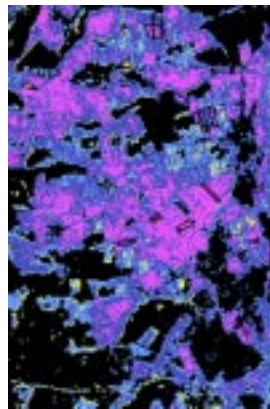


% Vol 2-6 cm

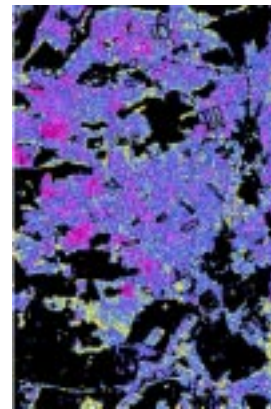
**Abb. 4-7 A: Regressionsergebnisse für P- und L-Band in vv Polarisation.**



% Grav 0-2 cm

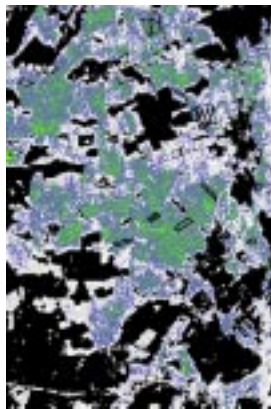


% Grav 2-6 cm

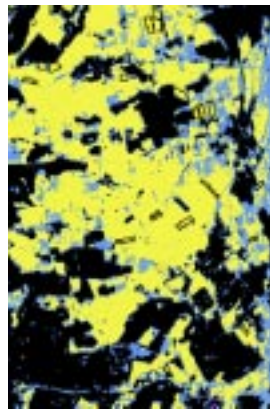


% Vol 2-6 cm

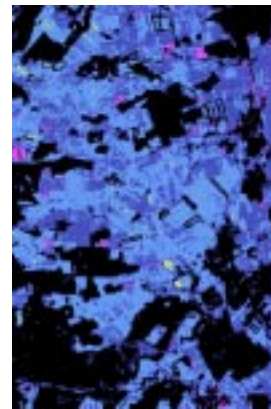
**Abb. 4-8 A: Regressionsergebnisse für P- und L-Band in vv und hh Polarisation.**



% Grav 0-2 cm



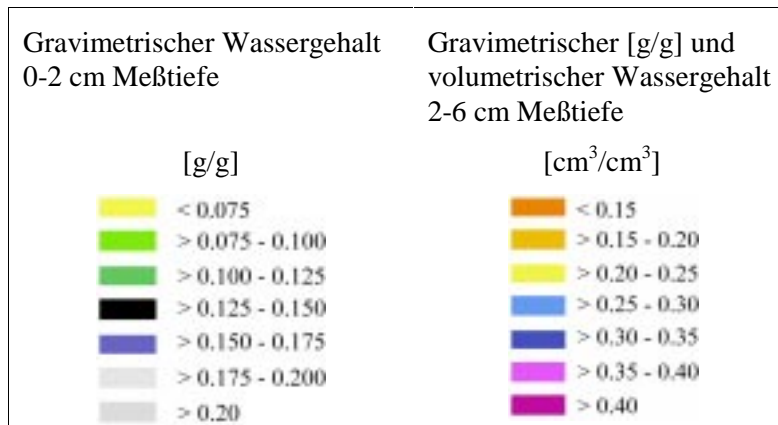
% Grav 2-6 cm



% Vol 2-6 cm

**Abb. 4-9 A: Regressionsergebnisse für P-, L- und C-Band in hh und vv Polarisation.**





Zu Abb. 4-4A bis 4-9A: Legenden für den Bodenwassergehalt.

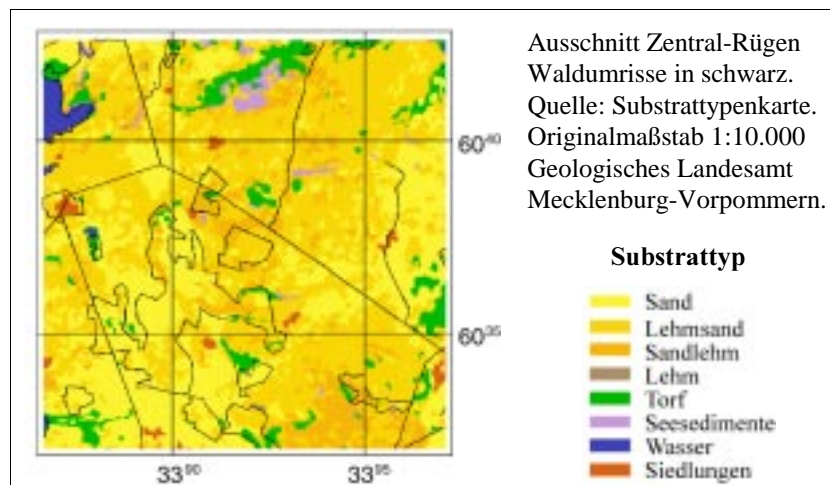


Abb. 5-4 A: Ausschnitt aus der digitalisierten Substrattypenkarte Rügen.

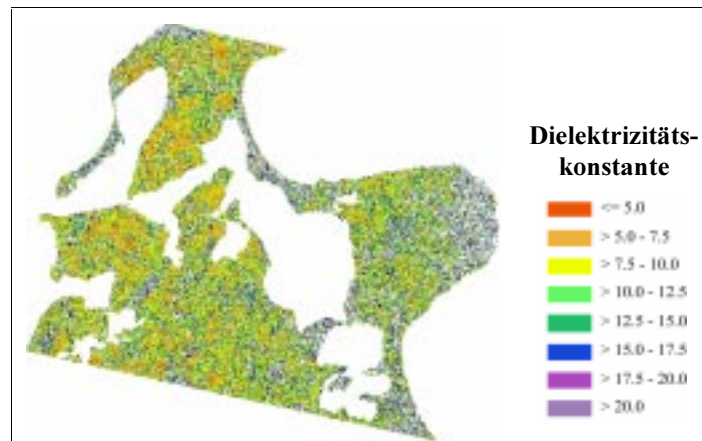


Abb. 5-5 A: Ergebnis des SHI-Inversionsmodells für die Dielektrizitätskonstante.

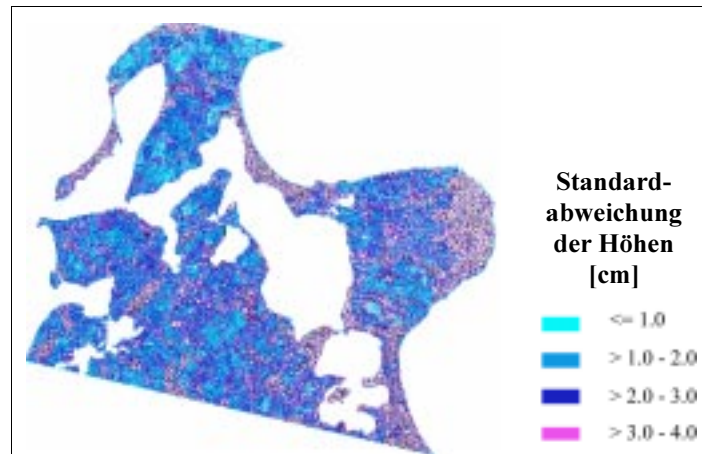


Abb. 5-6 A: Ergebnis des SHI-Inversionsmodells für die Oberflächenrauigkeit

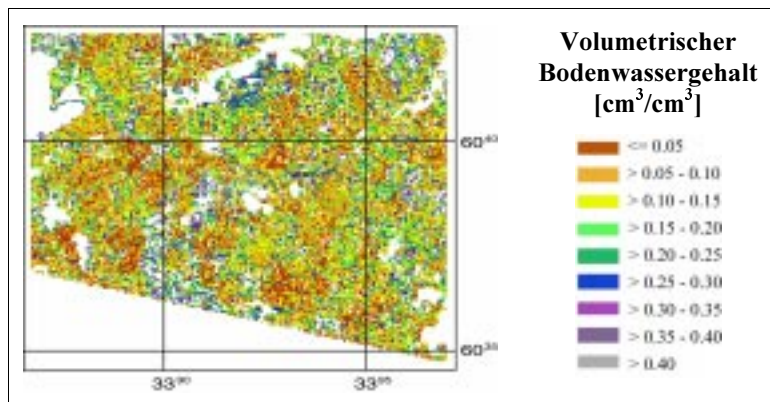


Abb. 5-7 A: Ergebnis des SHI-Inversionsmodells nach der Umrechnung der Dielektrizitätskonstante in den volumetrischen Bodenwassergehalt (HALLIKAINEN).

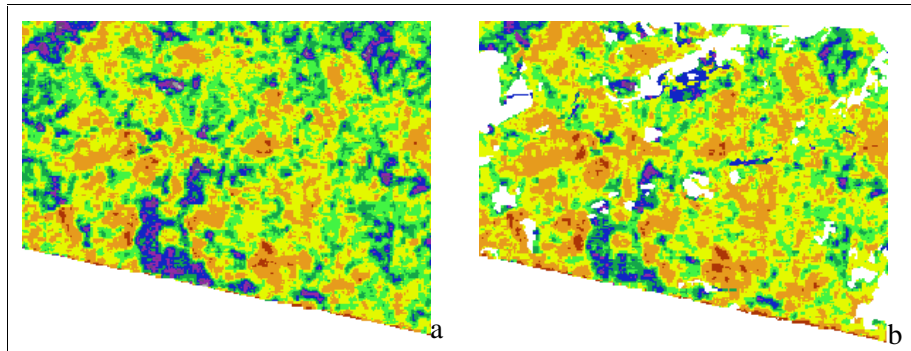


Abb. 5-8-1 A: Vervollständigte und nach LEE (1986) gefilterte Karte des Bodenwassergehalts nach SHI. a. TOPP et al., b. HALLIKAINEN et al. Rügen. Legende und Ausschnitt wie in Abb. 5-7 A.

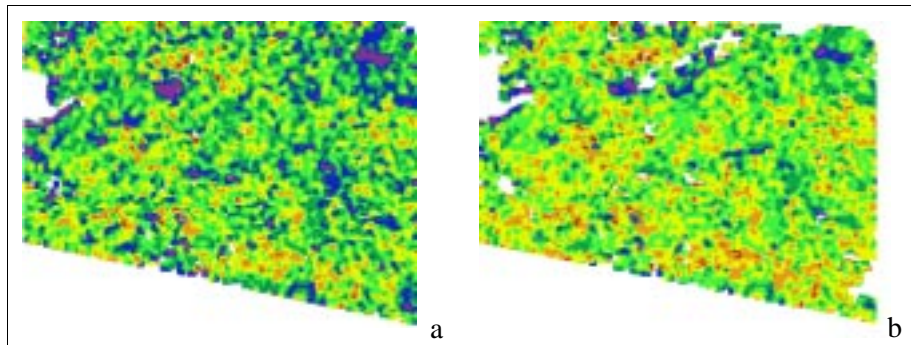
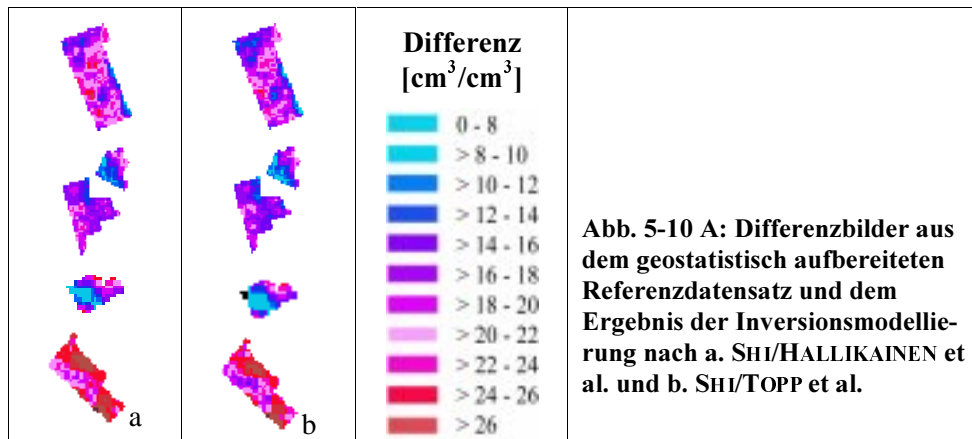
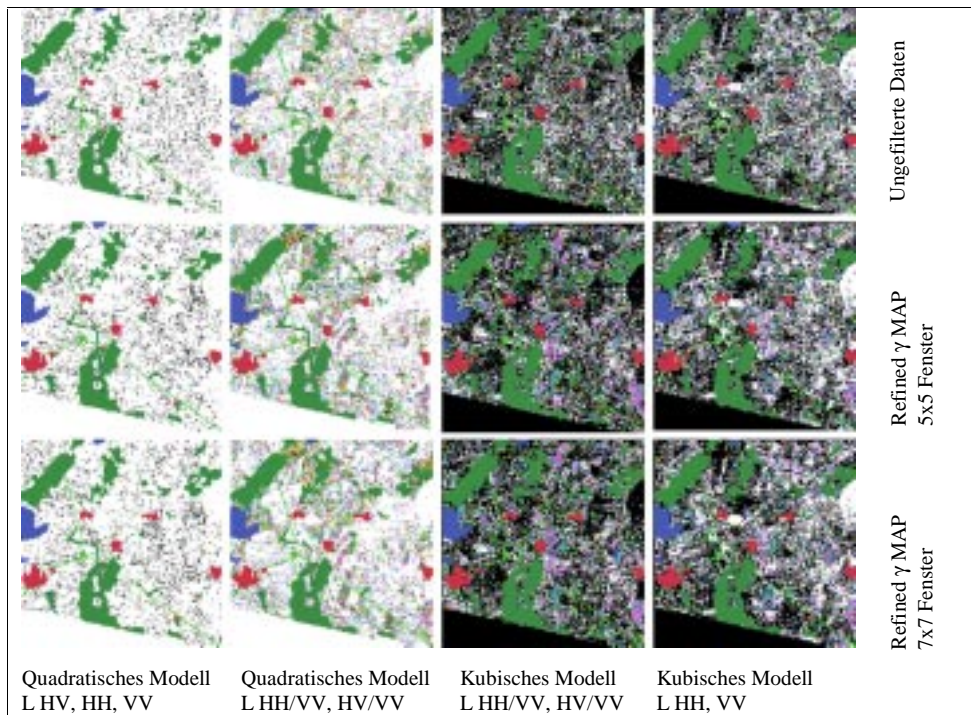
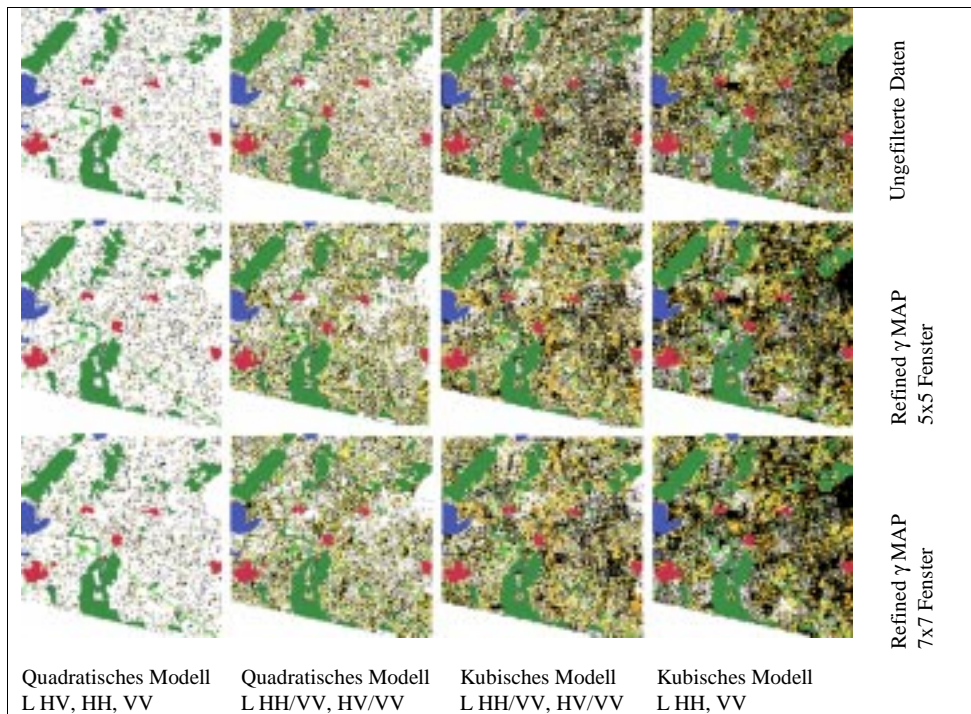


Abb. 5-8-2 A: Vervollständigte und nach LEE (1986) gefilterte Karte des Bodenwassergehalts nach DUBOIS. a. TOPP et al. b. HALLIKAINEN et al. Rügen. Legende und Ausschnitt wie in Abb. 5-7 A.





**Abb. 6-6 A: Ergebnis der statistischen Inversion für den Bodenwassergehalt. Rügen.**



**Abb. 6-7 A: Ergebnis der statistischen Inversion für die Rauigkeit. Rügen.**

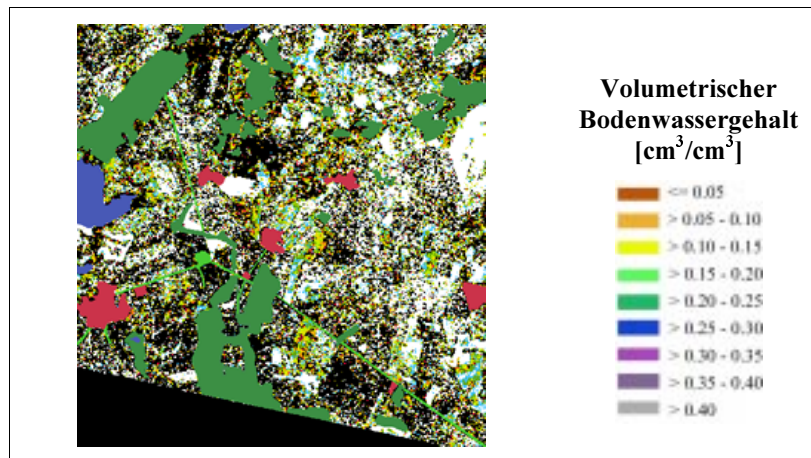


Abb. 6-8 A: Ergebnis der statistischen Inversionsmodellierung für den Bodenwassergehalt. 5 x 5 *Refined-Gamma-MAP* gefiltert.

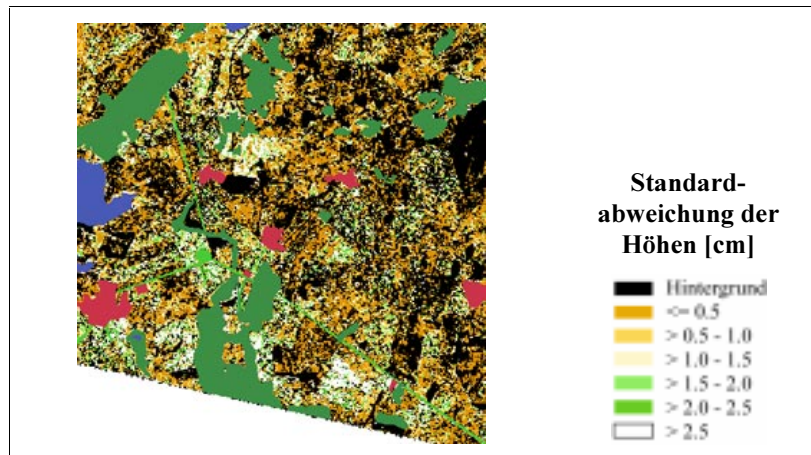
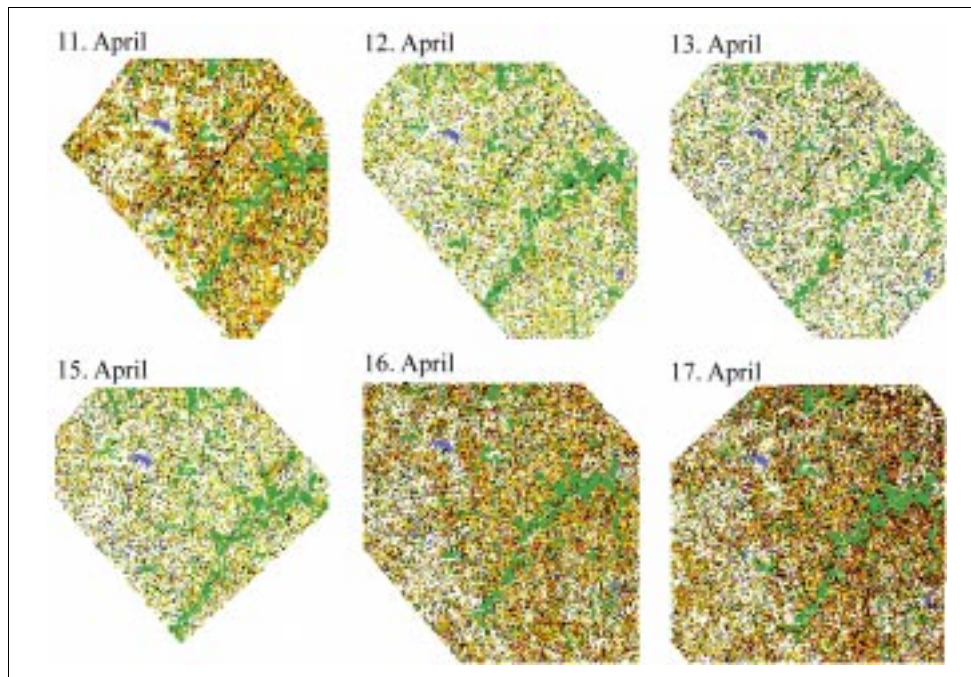
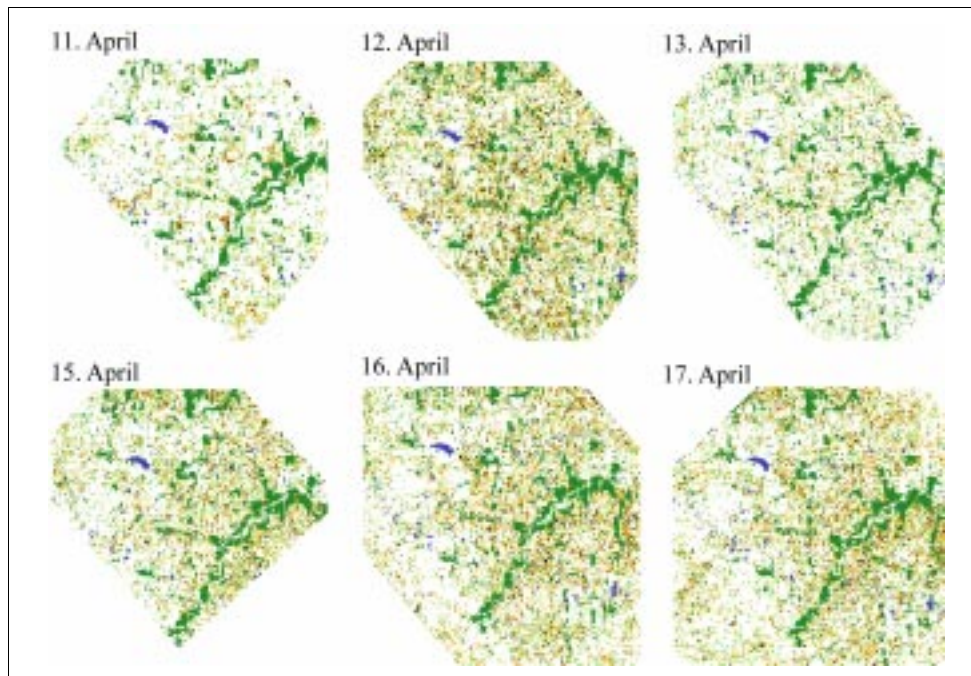


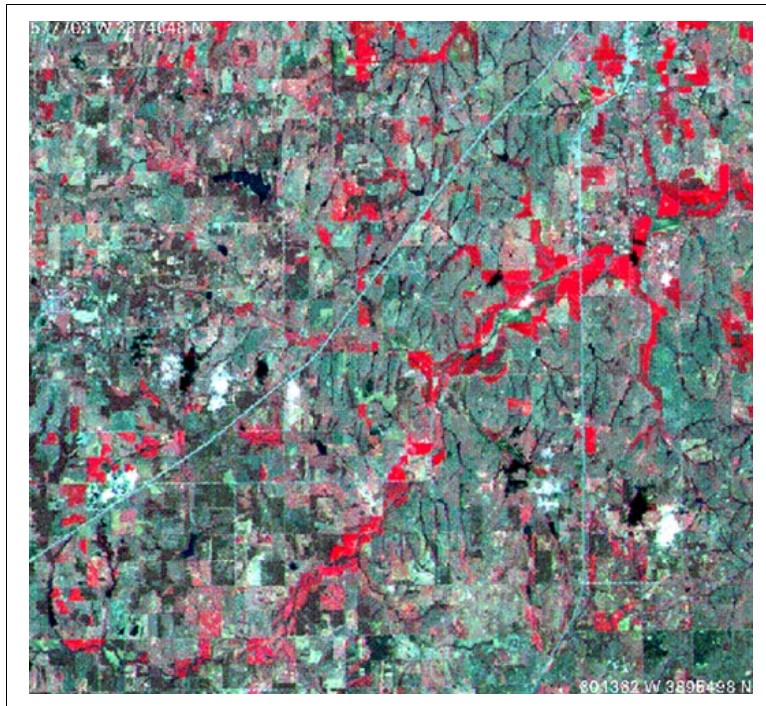
Abb. 6-9 A: Ergebnis der statistischen Inversionsmodellierung für die Rauigkeit. 5x5 *Refined-Gamma-MAP* gefiltert.



**Abb. 6-15 A:** Ergebnis der statistischen Inversion mit einem kubischen Modell für den Bodenwassergehalt. Washita, Oklahoma, April 1994. Legende wie in Abb. 6-8 A.



**Abb. 6-16 A:** Ergebnis der statistischen Inversion mit einem kubischen Modell für die Rauhigkeit. Washita, Oklahoma, April 1994. Legende wie in Abb. 6-9 A.



**Abb. 6-17 A: Das Untersuchungsgebiet Washita, Oklahoma. LANDSAT-TM vom 12. April 1994 in Falschfarbendarstellung (4,3,2 auf RGB).**

## Anhang C: Glossar

Das Glossar erklärt deutsche und englische Begriffe (kursiv), Abkürzungen und Einheiten, die im Zusammenhang mit Radarauswertungen immer wieder auftreten. In manchen Fällen ist eine deutsche Wiedergabe des Ausdrucks nicht eindeutig, deshalb wird, wie auch in der Arbeit, der englische Ausdruck verwendet.

---

### ***Across-Track Resolution, Range-Resolution eines SAR***

Die geometrische Auflösung in Range-Richtung ist von der Richtstrahlbreite, also auch von der Bandbreite  $B$ , und von der Geschwindigkeit  $c$  abhängig, nicht von der Flughöhe.  $\theta$  ist hier der Winkel der Lotrechten unter der Plattform, die das SAR trägt, mit der Range-Richtung (Look Angle).

$$r_{\rho} = \frac{c}{2B \sin \theta}$$

### ***Along-Track Resolution, Azimuth Resolution eines SAR***

Die geometrische Auflösung in Flugrichtung ist von der Richtstrahlbreite und der Entfernung zum SAR-System (Schrägdistanz vom Sensor) abhängig bzw. von der verwendeten Wellenlänge, der Entfernung vom SAR, der Länge der SAR-Antenne und dem Verjüngungsfaktor der Antenne (*aperture illumination taper factor*) (ULABY 1982, 645)

$$r_a = \beta_{hs} R = (\lambda R / 2L) \cdot a_{hs}$$

wobei  $\beta_{hs}$  die Richtstrahlbreite ist,  $R$  ist die *Range*-Entfernung,  $\lambda$  ist die Wellenlänge,  $L$  ist die Länge der synthetischen Antenne,  $a$  ( $>1$ ) ist der Aperturverjüngungsfaktor (*aperture illumination taper factor*), der die nicht-uniforme Abstrahlung der Antennenöffnung beschreibt.

### ***Amplitude, A***

Die Amplitude ist die Quadratwurzel aus der Intensität:

$$A = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N DN_i^2} = \sqrt{I}$$

wobei  $DN$  die *Digit Number* (meistens die Amplitude) der Radardaten,  $I$  die Intensität und  $N$  die Anzahl der Werte ist.

### ***Antenna Footprint***

Ausleuchtzone; die von einer Antenne bestrahlte Fläche am Boden.



### **Antenna Gain**

Der Antennengewinn  $G(\theta, \phi)$  in einer bestimmten Richtung wird als Verhältnis aus der Leistungsdichte der verwendeten Antenne  $S_r(\theta, \phi)$  und der Leistungsdichte aus der idealen verlustlosen isotropen Antenne  $S_{is}$  definiert. Die Leistungsdichte eines isotropen Radars ist  $S_{is} = P_r / (4\pi d^2)$ . Bei beiden Antennen wird vorausgesetzt, daß sie die gleiche Leistung erhalten.

### **Antenne, Charakteristika**

Elektrische Charakteristika einer SAR Antenne sind:

- die Richtcharakteristik (Antennendiagramme für Transmit und Receive sind identisch, Reziprozitätstheorem).
- die Höhe der OHM'schen Verluste
- der Eingangswiderstand am Fußpunkt

Mechanische Charakteristika sind:

- Antennentyp (Parabol-, Horn-, Gruppen-Antenne (Querarray), Yagi-Antenne (Längsarray) etc.)
- Abmessungen
- Gewicht
- Struktur

### **Antennendiagramm (Antenna Pattern)**

Strahlungsdiagramm, Richtdiagramm. Beschreibt die Richtcharakteristik einer Antenne. Diese Charakteristik muß für jede Antenne (Vermessung am Boden oder besser im Flug unter den sonst herrschenden Aufnahmebedingungen) ermittelt werden. Die Darstellung der normalisierten Strahlungsintensität und Gradabweichungen erfolgt als Polardiagramm, als rechtwinklige oder als dreidimensionale Darstellung (Azimuth und Elevationswinkel sowie die Strahlungsintensität. Beispiele hierfür sind bei ULABY et al. (1981), Band I, S. 98 f. zu finden. Die Richtvermögen einer Antenne (*directivity*) wird durch das Verhältnis des Hauptlobus (*major lobe*) zu den ersten Seitenloben (*first side lobes*) und den Nebenloben (*minor lobes*) beschrieben. Wichtige Charakteristika sind die Raumwinkel (*solid angles*) und Richtstrahldimensionen (*beam dimensions*), wie die 3-dB-Richtstrahlbreite (*half power beam width*, s.d.), die Richtstrahlbreite zwischen den ersten Nullen (*beamwidth between first nulls*), die Richtstrahlbreite eines bestimmten Levels von  $F(\theta, \phi)$  (normalisiertes Strahlungsdiagramm).

### **Apertur (Aperture, Öffnungsfläche)**

Antennenquerschnitt, Antennenöffnung.

### **Attenuation, Attenuation**

Dämpfung oder Schwächung der elektromagnetischen Strahlung beim Durchgang durch Materie.

### **Autokorrelationsfunktion**

Die statistische Korrelation einer geordneten Reihe von Beobachtungen (z.B. die gemessene Oberflächenrauigkeit entlang eines Transekts) mit sich selbst. Wird meistens als normalisierte Autokorrelationsfunktion angenommen. Die Autokorrelationsfunktion ent-

spricht dem Co-Variogramm (Geostatistik). Für diskrete Werte kann die normalisierte Autokorrelationsfunktion wie folgt berechnet werden.

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} z_i z_{j+i-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2}$$

**Azimuth Direction, Azimuth-Winkel  $\phi$**

In Flugrichtung, Azimuth-Richtung; entspricht der *along-track* direction.

**Backscattering**

Radarrückstreuung vom Objekt zur Antenne. Im Gegensatz zum *Forewardscattering*, vom Objekt weg in die dem Radar entgegengesetzte Richtung.

**Backscattering Coefficient Dynamic Range**

Dynamikbereich der Rückstreuung oder Backscattering Cross Section Dynamic Range, bezogen auf den nicht-normalisierten Rückstreuungsquerschnitt

$$R_{\sigma^{\circ}} [dB] = 10 \log(\sigma_{\max}^{\circ} / \sigma_{\min}^{\circ}) \text{ bzw. } R_{\sigma} [dB] = 10 \log(\sigma_{\max} / \sigma_{\min})$$

**Backscattering Model, Rückstreuungsmodell**

Modelle zur Berechnung der Rückstreuung bei gegebenen Radarparametern und bestimmten Oberflächengeometrien. Die Kriterien für die Einsetzbarkeit der Modelle stehen bei ENGMAN et al. (1986) und ULABY et al. (1986, 1812 ff).

- *Geometric Optics Model* für relativ raue Oberflächen, deren Rückstreuungskoeffizient bei kleinen Einfallswinkeln relativ konstant ist.

$$\sigma_{ppn}^{\circ}(\theta) = \frac{\Gamma(0) \exp(-\tan^2 \theta / 2m^2)}{2m^2 \cos^4 \theta}$$

Hierbei ist  $m$  der *RMS Surface Slope* und  $\Gamma(0)$  ist die FRESNEL-Reflektivität bei einem Einfallswinkel von  $\theta = 0^{\circ}$ .

- *Small Perturbation Model* für leicht raue Oberflächen mit  $k \cdot l < 6$ .

$$\sigma_{ppn}^{\circ}(\theta) = 8k^4 \sigma^2 \cos^4 \theta |\alpha_{pp}(\theta)|^2 W(2k \sin \theta)$$

mit  $p = v$  oder  $h$ , wobei

$$|\alpha_{hh}(\theta)|^2 = \Gamma_h(\theta), \quad \alpha_{vv}(\theta) = (\epsilon_s - 1) \frac{\sin^2 \theta - \epsilon_s (1 + \sin^2 \theta)}{[\epsilon_s \cos \theta + (\epsilon_s - \sin^2 \theta)^{1/2}]^2}$$

$W$  ist das normalisierte Rauigkeitsspektrum (Besseltransformation der Korrelationsfunktion  $\rho(\xi)$ ). (ULABY, III, 1986).

- *Kirchhoff Model of Physical Optics* für raue Oberflächen mit  $k \cdot l > 6$ :

$$\sigma_{ppn}^{\circ}(\theta) = 2k^2 \cos^2 \theta \Gamma_p(\theta) \exp\left[-(2k\sigma \cos \theta)^2\right] \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \left[ (4k^2 \sigma^2 \cos^2 \theta)^n / n! \right] \cdot \int_0^{\infty} \rho^n(\xi) J_0(2k\xi \sin \theta) \xi d\xi$$

wobei  $\sigma$  die Standardabweichung der Oberflächenhöhen (*RMS Height*) ist und  $J_0$  die Besselfunktion 0-ter Ordnung, 1. Art ist.

#### **bistatisches Radar, bistatic Radar**

Die Antennen für die Transmission und den Empfang befinden sich an verschiedenen geometrischen Orten. Die detektierten Leistungen bei HV- und VH-Polarisation sind voneinander verschieden.

#### **BRAGG Reflexion**

Eine Welle wird an einer regelmäßigen Anordnung von Streukörpern, deren Gitterabstand in der Größenordnung der Wellenlänge liegt nur unter einem ganz bestimmten Winkel, dem Glanzwinkel (*Bragg angle*) und der Wellenlänge  $\lambda$  reflektiert. Die BRAGG'sche Reflexionsbedingung lautet:  $2 d \sin \alpha = n \lambda$   $d$  ist der Abstand der Hindernisse,  $\alpha$  der Glanzwinkel,  $n = 1, 2, 3, \dots$  Bei einer Gitterkonstanten von  $d = 2$  cm und einem Glanzwinkel von  $30^\circ$  ergibt sich aufgrund von  $\sin 30^\circ = 0.5$  mit  $n = 1$  für  $\lambda = d = 2$  cm. In der folgenden Tabelle wird  $d = n\lambda / 2\sin\alpha$  für einige exemplarische Glanzwinkel/Frequenzband-Kombinationen angegeben:

Frequenzband	Glanzwinkel		
	Höhendifferenz in [cm]		
	20°	40°	60°
X-Band	4.7	3.5	1.9
C-Band	8.3	4.4	3.3
L-Band	33.6	17.9	13.3
P-Band	154.5	82.1	52.5

#### **BREWSTER Angle, BREWSTER-Winkel**

Reflektierter und gebrochener Strahl einer einfallenden Welle stehen senkrecht zu einander. Vollständige Transmission bei vertikal polarisierten Wellen trifft auf, wenn die Medien  $\epsilon_1$  und  $\epsilon_2$  perfekte Dielektrika darstellen.  $\tan \theta_B = \sqrt{\epsilon_2 / \epsilon_1}$

#### **C-Band**

s. Frequenzbänder

### ***Calibration***

Die Kalibrierung polarimetrischer Daten erfolgt im günstigsten Fall in vier Stufen: 1. Phasenkalibrierung, 2. Nebensignalunterdrückung (*Cross-Talk Removal*), 3. Signal-Hintergrund-Verhältnis (*Co-Channel Gain Balance*), 4. Absolute Amplitudenkalibrierung (*Absolute Amplitude Calibration*).

### ***Calibration Target***

Kalibrierungsziel. Es sollte einen Rückstreuungsquerschnitt besitzen, der bei einer weiten Spanne von Einfallswinkeln unempfindlich gegenüber der Orientierung relativ zum Radar ist. Dies sind z.B. rechteckige Metallplatten, Kugelkörper, dihedrale oder trihedrale *Corner*-Reflektoren (Winkelreflektor), Lunenberg-Linsen, *Transponder* (aktiver Kalibrator; Kombination aus einem Empfänger, einem Übersetzer und einem Sender), *Receiver* (Empfänger).

### ***Change Detection*** mit Radarbilddaten

Landnutzungsänderung, Wassergehaltsdifferenzen etc. mit  $\sigma^\circ$  Differenzen vergleichen (Differenzbild).

### ***Channel Imbalance Calibration***

Kalibrierung des Kanalungleichgewichts zwischen den Aufnahmekanälen mit unterschiedlichen Polarisationen in einem Radarsystem.

### ***Chirp Radar***

Pulskompressionsradar, Chirp-Radar.

### ***Co-Channel Gain Balance***

Auf der Basis der Corner-Reflektoren wird das Signal-Hintergrund-Verhältnis mit Hilfe einer Polynomialfunktion korrigiert.

### ***Corner-Reflector, Winkelreflektor***

Winkelreflektoren sind dihedrale oder trihedrale Reflektoren aus Lochblechen, die exakt in Richtung des einfallenden Radarstrahls ausgerichtet werden, um die maximale Reflektion des Signals zu ermöglichen. Die Kantenlänge des Corner-Reflektors ist auf die Frequenz des verwendeten Radarsystems abgestimmt. Da die abgestrahlte und die reflektierte Leistung gemessen werden, kann das Verhältnis in die Kalibrierung des Systems einfließen.

### ***Correlation Length, Surface Correlation Length***

Die Korrelationslänge der Oberfläche wird definiert als die Entfernung zwischen 2 Punkten  $x$  und  $x'$  für die die Autokorrelationsfunktion  $\rho(l)$  den Wert  $1/e$  ( $e = 2.71828$ ) annimmt.

### ***Co-Polarisation***

Gleichartige lineare Polarisation (HH oder VV) bei der Transmission und beim Empfang der elektromagnetischen Welle.

### ***Cross-Polarisation***

Um 90° gedrehter Empfang der linear polarisierten elektromagnetischen Welle relativ zur Transmission (HV und VH).

### **Cross Talk Removal and Calibration, Nebensignalunterdrückung**

Aufgrund von Unzulänglichkeiten der Antenne kommt es zu einem unerwünschten Übertritt von Signalenergie zwischen zwei Leitungen. Das führt zu ungenauen Polarisationszuständen auf Seiten der Hardware.

### **Dämpfung**

In der Tiefe kommt es zur Dämpfung der elektromagnetischen Welle von etwa 63%:

$$\delta = \frac{1}{\sqrt{\pi \cdot f \cdot \mu \cdot \sigma}}$$

f ist die Frequenz,  $\mu$  die Permeabilität und  $\sigma$  die Leitfähigkeit bzw. ist der  $\tan \delta = \sigma / (\omega\epsilon)$ .

### **Dielektrizitätskonstante, Modelle für die**

Modelle für die Dielektrizitätskonstante wurden unter anderem entwickelt von: DE LOOR 1968, BIRCHAK 1974, WOBSCHELL 1977, WANG & SCHMUGGE 1980, TOPP ET AL. 1981, HALLIKAINEN 1985, DOBSON 1985, PEPLINSKI ET AL. 1995a und b.

### **Distributed target**

Flächenziel (z.B. Landschaften) im Gegensatz zu Punktzielen (militärische Einzelobjekte).

### **Depolarisation Coefficient, Depolarisation Ratio, Cross-polarisation ratios**

Bei der Ermittlung des Depolarisationsverhältnisses wird die Gleichheit von HV und VH vorausgesetzt (monostatisches SAR-System). Dann lautet die Definition:

$$\chi_h = \frac{\sigma_{hv}^\circ}{\sigma_{hh}^\circ}$$

und in Dezibel ausgedrückt:  $\chi_h [dB] = \sigma_{hv}^\circ [dB] - \sigma_{hh}^\circ [dB]$  und analog für

$$\chi_v = \frac{\sigma_{hv}^\circ}{\sigma_{vv}^\circ}$$

$\chi_v [dB]$ .

### **Depression Angle**

Winkel zwischen der *Lookdirection* (ca. parallel zur Oberfläche) und dem Richtstrahl. Beim ERS-1 mit  $\theta$  angegeben (LAUR), sonst meistens  $\delta$ .

### **dB, Decibel, Dezibel**

dB beschreibt immer ein Verhältnis:  $\sigma^\circ [dB] = 10 \log_{10} (W_1/W_2)$ ,  $w_{1,2}$  sind die empfangene Energie und die Referenzenergie. Rechnen mit dB: Das Produkt zweier Zahlen a und b entspricht der Summe der Zahlen, wenn sie in dB angegeben sind. Die Division entspricht einer Subtraktion.

### Dielektrizitätskonstante, komplexe

Die komplexe Dielektrizitätskonstante setzt sich aus dem Realteil, der Permittivität  $\epsilon'$ , und dem Imaginärteil, dem dielektrischen Verlustfaktor (Absorption)  $\epsilon''$ , zusammen und ist  $\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$ . Mit dem Brechungsindex steht die Dielektrizitätskonstante wie folgt in Beziehung:  $\epsilon = n^2$  bzw.  $\epsilon' = (n')^2 - (n'')^2$  und  $\epsilon'' = 2 n' n''$ .

Abkürzung	Medium	Konstante $\epsilon_r''$	Literatur
$\epsilon_a$	Luft	1.0	DOBSON et al. (1985)
$\epsilon_b$	Boden	2 - 5	ULABY (1989: 2021)
$\epsilon_w$	Wasser	4.9	ebenda: 2021
$\epsilon_{i0}$	Eis		ebenda: 2026
$\epsilon_r$	statische D.	91.5	ebenda: 2083
	mittlere relative D.	3.5	
	Gestein	5.0-8.0	
	Kalkgestein	5	
	Basalt	8	
	Granit	6	

### Doppler Beam Sharpening

Eine von mindestens sechs Methoden ein SAR-Prozessierung (s. *Processing*) durchzuführen. Verfahren zur Verbesserung der Richtstrahlcharakteristik. Entwickelt wurde dieses Verfahren von WILEY (1952).

### Doppler-Effekt

Generell gilt  $f = c/\lambda$ . Die Frequenz ist gleich dem Quotienten aus Lichtgeschwindigkeit und Wellenlänge. Bewegen sich Sender und Empfänger relativ zueinander, so nimmt der Empfänger eine andere Frequenz wahr, als die vom Sender abgestrahlte. Entfernt sich der Empfänger vom Sender, so verringert sich die Relativgeschwindigkeit  $c$  um die Geschwindigkeit des Empfängers. Bewegt sich der Sender auf den Empfänger zu, so wird die Wellenlänge um den Weg verkürzt, den der Sender während der Dauer einer Schwingung zurücklegt.

$$f_r = f_s \frac{c - v_r}{c - v_s}$$

Dieser Effekt wird für die Unterscheidbarkeit von Objekten genutzt. Objekte, die sich auf einem um das Radarsystem konzentrischen Kreisbogen befinden, und die sich aufgrund der Laufzeit des Signals vom Radar zum Objekt und zurück zum Radar (*Roundtrip of the Signal*) nicht trennen lassen.

**Doppler Frequency, Dopplerfrequenz**

R ist der Range,  $f_D$  die Dopplerfrequenz,  $\lambda$  die Wellenlänge, u der Geschwindigkeitsunterschied.

$$f_D = \frac{2u \cdot R}{\lambda R}$$

**Doppler Resolution**

Unterscheidbarkeit von Objekten aufgrund des Frequenzunterschieds zwischen der ausgesandten und der detektierten Frequenz.

**Double Bounce Scattering, Mehrfachreflektion**

Der einfallende Radarstrahl wird von zwei meist orthogonal zueinander angeordneten Objekten reflektiert: von der Bodenoberfläche an eine Hauswand und von dort zurück zum Radar.

**Dynamikbereich**

Verhältnis von maximaler zu minimaler Signalamplitude.

**Dynamic Range, Dynamikbereich, Aussteuerungsbereich**

Verhältnis zwischen der höchsten ( $V_{\max}$ ) und der niedrigsten ( $V_{\min}$ ) gemessenen Spannung der rückgestreuten Energie für die Pixel.  $R_s$  [dB] =  $20 \log (V_{\max} / V_{\min})$ .

**Eindringtiefe einer elektromagnetischen Welle**

Im Zusammenhang mit dem Imaginärteil der relativen Permittivität:  $d = 3/(2 \cdot \alpha)$  [m] und der Absorptionskoeffizient  $\alpha = 1.48 \cdot 10^{-8} \cdot f \cdot [\epsilon_r' \cdot (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1)]^{1/2}$

**Elliptizitätswinkel, Ellipticity Angle**

Einer der beiden Winkel, die die Kreispolarisationszustände bestimmen. Er definiert die Abflachung der Polarisationsellipse und kann zwischen  $-45^\circ \dots +45^\circ$  liegen, wobei  $0^\circ$  einer linearen rechtssinnigen und negative Werte einer linkssinnigen Polarisation entsprechen.

**Empfindlichkeit eines Sensors**

Minimal detektierbares Signal.

**Entfernung**

$R = ct/2$ , Lichtgeschwindigkeit mal Zeit, dividiert durch 2 für eine Strecke (z.B. vom Radar zur Erde).

**Feldkapazität**

Anstelle des gravimetrischen oder volumetrischen Bodenwassergehalts als Referenzgröße für die Untersuchung der Rückstreuungskoeffizienten herangezogen. Zwischen dem Matrixpotential und der Reflektivität wurde ein linearer Zusammenhang nachgewiesen. Kritisch wird von DOBSON (1986) die Frage nach der physikalischen Basis der Feldkapazität betrachtet und damit die geographische Ausdehnbarkeit der gefundenen Beziehungen. (Variabilität der Trockenraumdichte kann in einigen Regionen sehr hoch sein.)

**Feldstärke**

Feldstärke des elektrischen Feldes  $E$  [Volt  $m^{-1}$ ].

Feldstärke des magnetischen Feldes  $H$  [Ampere  $m^{-1}$ ].

**Foreward Scattering**

Gegensatz zum gemessenen *Backscattering*. Streuung in die radarabgewandte Richtung. Bei radiometrisch glatten Flächen entspricht der *Foreward Scattering*-Anteil der einfallenden Welle. Je rauher eine Oberfläche wird, desto geringer wird der *Foreward scattering*-Anteil.

**Footprint**

s. *Antenna Footprint*

**FRAUNHOFER-Kriterium**

Strenges Rauigkeitskriterium, das eine maximale Phasendifferenz zwischen zwei Strahlen von weniger als  $\pi/8$  fordert. Wird  $h$  größer, so gilt die Fläche als radiometrisch rauh im Bereich der untersuchten Wellenlänge.

$$h < \frac{\lambda}{32 \cos}$$

**Frequenz**

$f=1/T$ , Schwingungen pro Zeiteinheit bzw.  $f=c/\lambda$ , Lichtgeschwindigkeit pro Wellenlänge.

**Frequenzbänder**

Im militärischen Bereich gibt es eine Konvention zur Einteilung der verwendeten Radar-Frequenzen in Bänder, die durch Abkürzungen gekennzeichnet werden:

Frequenzband	Frequenz [GHz]	Wellenlänge [cm]
P	0.23 - 0.39	133.24 - 76.87
L	0.39 - 1.16	76.87 - 19.28
S	1.55 - 4.20	19.28 - 7.14
C	4.20 - 5.75	7.14 - 5.18
X	5.75 - 10.90	5.18 - 2.75
K	10.90 - 36.00	2.75 - 0.83
Q	36.00 - 46.00	0.83 - 0.65
V	46.00 - 56.00	0.65 - 0.53
W	56.00 - 100.00	0.53 - 0.30

**FRESNEL'sche Formel**

Das Transmissionsvermögen wird definiert als:  $T = 1 + R$ .  $R$  ist das Reflexionsvermögen.

**FRESNEL Reflektionskoeffizient, FRESNEL Reflectivity, R**

Reflektivität gebildet aus dem Quotienten des reflektierten und des einfallenden elektromagnetischen Feldes. Beim Übergang von einem Medium in ein anderes bei senkrechtem



Einfallswinkel und mit den Dielektrizitätskonstanten  $\epsilon_1$  und  $\epsilon_2$  ist  $R = n_2 - n_1 / (n_2 + n_1)$  mit  $n_1 = \sqrt{\epsilon_1}$  und  $n_2 = \sqrt{\epsilon_2}$ .

### **Gewinn, Gain**

Richtwirkung bzw. *directivity* (hohe schmale Keule). Maß für die Eignung einer Antenne die Energie in einer bestimmten Richtung zu konzentrieren. *Gain* ist der Quotient aus der in einem Raumwinkel abgestrahlten Leistung und der in den gesamten Raum abgestrahlten Leistung. Der Verlust einer Antenne ist der Reziprokwert des Gewinns (*Gain*).

### **Geometrische Auflösung**

Es werden drei Qualitäten der geometrischen Auflösung unterschieden: 1. Die Unterscheidung von zwei Zielen (RAYLEIGH, ABBÉ, HUYGENS), 2. Die Bestimmung der Ausdehnung eines Ziels, 3. Die Periodizität eines Zieles (FOURIER).

### **Grazing Angle, Streifwinkel**

Der Streifwinkel wird zwischen dem einfallenden Strahl und der Erdoberfläche eingeschlossen und kann aus dem rechten Winkel vermindert um den Einfallswinkel berechnet werden ( $= 90^\circ - \theta$ ).

### **Ground Range Resolution, Kartenentfernung**

Die Projektion auf die kugelförmig angenommene Erdoberfläche.  $R_g = R_s / \sin \theta$ , mit  $R_s =$  *Slant Range* Auflösung,  $\theta =$  Einfallswinkel.

### **Half-Power Beamwidth, 3 dB beamwidth, Leistungshalbwertsbreite**

Die Leistungshalbwertsbreite beschreibt die Keulenbreite des Hauptlobus des Radarstrahls, und zwar genau zwischen den beiden Winkeln bei denen der Strahlungsfluß  $F(\theta, \phi)$  nur noch der Hälfte des Spitzenwertes entspricht (-3 dB in der Dezibel-Skalierung).

### **Incidence Angle, $\theta$ Einfallswinkel**

Winkel zwischen dem einfallenden Radarstrahl und der lokalen Geländelotrechten.

### **Inkohärenz**

Normalfall bei der Betrachtung elektromagnetischer Wellen: Die Wellen sind in Phase und Amplitude in der Zeit veränderlich.

### **Interferenz**

Interferenzen sind nur bei kohärenter Strahlung möglich. Sie führen zu einer Addition oder Subtraktion der Amplituden (Verstärkung bzw. Abschwächung des Signals).

### **Intensität**

Die gemessenen Intensitäten der zurückgestreuten Strahlung werden durch inkohärentes *Averaging* über  $n$  unkorrelierte *Looks* gemittelt.

### **JERS-1**

*First Japanese Earth Resources Satellite* der NASDA, *National Space Development Agency of Japan*, wurde im Juli 1992 gestartet und befindet sich seit dieser Zeit im Orbit in 568 km Höhe mit  $97.7^\circ$  Inklination. Die Wiederholrate beträgt 44 Tage.

### Parameter des JERS-1 SAR.

Frequenz	1275 MHz $\pm$ 20 KHz
Bandbreite	15 KHz
Polarisation	HH
<i>Off-Nadir Angle</i>	35.21
<i>Swath-Breite</i>	75 km
Pixel-Auflösung im <i>Range</i>	max 18 m
Pixel-Auflösung im Azimuth	max 18 m
<i>Looks</i>	3
<i>Antenna Gain</i>	min 33.5 dB
<i>Noise equivalent backscattering coefficient</i>	max -20.5 dB

### Parameter des JERS-1 Ops

<i>Wellenlängen [<math>\mu</math>m]</i>	0.56, 0.66, 0.81, 1.655, 2.065, 2.190, 2.335
<i>Swath-Breite</i>	75 km
<i>Pixel-Auflösung im Range</i>	18.3 m
<i>Pixel-Auflösung im Azimuth</i>	24.2 m

### **Jones-Matrix**

Beziehung zwischen dem einfallenden und dem gestreuten elektrischen Feld. Komplexe Streuungsmatrix.

### **JPL**

*Jet Propulsion Laboratory*, NASA, Pasadena, Ca., USA

### **Kalibrierung**

s. *Calibration*

### **Kohärenz**

Zwei Wellen sind kohärent, wenn ihre Frequenz und ihre Amplitude zeitlich konstant sind.

### **L-Band**

s. Frequenzband

### **Laufzeit einer elektromagnetischen Welle**

$t = 2 R / c$ . Vom und zum Radar muß zweimal die Entfernung R in Lichtgeschwindigkeit c zurückgelegt werden.

### **Leistung, Power**

Quadierte Spannung dividiert durch den Widerstand [ $\text{Volt}^2/\Omega$ ]

### **Look Direction, Blickrichtung**

Die Blickrichtung des Radars ist orthogonal zur Flugrichtung.

### **Looks**

Die verfügbare Bandbreite eines SAR-Systems wird in Azimuth- oder Range-Richtung in  $n$  diskrete fortlaufende Segmente unterteilt. Jedes Segment wird benutzt, um ein sogenanntes *Single-Look*-Bild der aufgenommenen Erdoberfläche zu erzeugen. Die Intensitäten werden dann mit Hilfe des inkohärenten Averaging in ein sogenanntes *Multilook*-Bild umgeformt, das eine geometrische Auflösung gegenüber den *Single-Look*-Bildern von  $1/n$  besitzt. Eine 4m lange SAR Antenne kann mit Hilfe dieses *Multilook*-Verfahrens bei einem *Look* eine geometrische Auflösung von 2 m, bei zwei *Looks* von 4 m, bei vier *Looks* von 8 m und bei acht *Looks* von 16 m erreichen (ULABY, III, p.1911).

### **Matched Filter**

Matched Filter, Optimalfilter. Optimale Anpassung des Empfängers an die Form des Sendesignals zur Reduktion von Störsignalen.

### **Maximale Eindringtiefe in den Boden**

Mit Hilfe des Strahlungstransfermodells für ein ebenes, geschichtetes Dielektrikum ermittelte WILHEIT(1978) eine Eindringtiefe in den Boden von  $1/10$  der Wellenlänge. Andere Untersuchungen ergeben  $1/10 \cdot \lambda$  (SCHMUGGE, et al. 1976; BUURKE et al. 1979; WANG 1987) bei 1.4 GHz (L-Band) ermittelte NEWTON (1977) eine Eindringtiefe von 20 cm.

### **Messungen mit elektromagnetischen Wellen**

Je nach Gegenstand der Messung werden nur einige Meßgrößen/Parameter erfaßt:

<b>Gegenstand der Messung</b>	<b>Parameter</b>
Entfernung	Laufzeit, Phase
Winkel	Amplitude, Phase
Geschwindigkeit	Frequenz
Strukturen	Amplitude, Frequenz, Polarisierung
Materialeigenschaften	Amplitude, Frequenz, Polarisierung
Temperaturen	Amplitude

### **MIMICS**

*Michigan Microwave Canopy Scattering Model* (ULABY 1988). Input-Parameter sind neben den Radarparametern: 1. die Makroarchitektur des Bestandes (Höhe der Stamm- und der Kronenschicht, Anzahl der Bäume pro Fläche), 2. Wassergehalt der Vegetation (Blätter, Zweige, Stamm) und des Bodens, bzw. Schneevorkommen, 3. Statistische Parameter wie Blattgröße und Verteilung der relativen Orientierung der Blätter, Größe der Stämme und Zweige und deren Orientierung, Bodenoberflächenrauigkeitsparameter. Output: Rückstreuungskoeffizient  $\sigma^0$ .

### **monostatisches Radar**

Die Antennen für die Transmission und den Empfang befinden sich am gleichen geometrischen Ort (z.B. auf einem Flugzeug).

**MÜLLER-Matrix**

In der MÜLLER-Matrix werden die Stokesvektoren des einfallenden und des gestreuten Feldes in Beziehung gesetzt. Die MÜLLER-Matrix wird als Funktion der Zeit gemessen und über diese gemittelt (KONG 1990, S. 82).

**Noise Background, Hintergrundrauschen**

*Terrain Clutter* (Stör-Echo) bzw. Rückstreuung des Geländes, die bei der Anwendung militärischer Radarsysteme als Störfaktor auftritt und gering gehalten werden soll, bzw. von der Rückstreuung eines einzelnen Objektes getrennt werden soll.

**Orientierungswinkel, Orientation Angle**

Richtungswinkel der Polarisationsellipse. 0 und 90° geben lineare Polarisationszustände an.

**P-Band**

s. Frequenzband

**PDF**

Probability Density Function, Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion eines Signals.

**PEAKE & OLIVER Kriterium**

Modifikation des RAYLEIGH-Kriteriums. Glatte Oberflächen:  $h = \lambda/(25 \sin\gamma)$ , rauhe Oberflächen:  $h = \lambda/(4.4 \sin\gamma)$ ,  $\gamma$  ist der *Grazing Angle*.

**PRF**

*Pulse Repetition Frequency*, Pulswiederholrate.

**Peak-Sidelobe-Ratio**

Das Verhältnis zwischen dem gemessenen Peak und den Seitenloben (s.a. Antennendiagramm).

**Pedestal, Sockel**

Sockel bzw. Offset im dreidimensionalen Polarisations-signaturdiagramm aus der Intensität und den beiden Polarisationswinkeln (Orientierung und Elliptizität). Die individuell gemessenen Streuungs-, Stokes- oder Kovarianzmatrizen, die zur Berechnung der Signaturen verwendet wurden, waren nicht alle identisch. Je unterschiedlicher diese Matrizen waren, desto höher ist der Sockel (VAN ZYL et al. 1987; KONG 1990: 286).

**Pedestal Height**

Die Höhe des Offsets im Polarisations-signaturdiagramm ist charakteristisch für denjenigen Anteil des Returns, der nicht durch die Änderung der Polarisation der Transmit- und der Receive-Antenne ausgeschlossen/verhindert wird.

**Penetration Depth**

Eindringtiefe des Radarstrahls in den Boden, die von der Dielektrizitätskonstante des Materials abhängig ist. Entspricht dem inversen Extinktionskoeffizienten.

### Permeabilität

Die absolute Permeabilität  $\mu^\circ$  (im Vakuum) entspricht der Induktionskonstante.

$$\mu^\circ = \frac{U \cdot \Delta t}{nF \cdot \Delta H}$$

Mit  $U$  = Spannung,  $\Delta t$  = Änderung der Zeit,  $nF$  = Windungsfläche einer Spule,  $\Delta H$  = magnetische Feldstärke. Die relative Permeabilität eines Stoffes gibt an, um welchen Betrag der Stoff die Flußdichte eines magnetischen Feldes gegenüber dem Vakuum verstärkt.

### Permittivität, komplexe

$\epsilon^* = \epsilon' - j \epsilon''$ , wobei  $\epsilon'$  die Dielektrizitätskonstante und  $\epsilon''$  ein Verlustfaktor ist.

### Permittivität, absolute

$\epsilon^* = \epsilon_r \cdot \epsilon_0$ , wobei  $\epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12} [F \cdot m^{-1}]$

### Permittivität, relative

$\epsilon_r^* = \epsilon_r' - j \epsilon_r''$ . Dieser Ausdruck wird am meisten benutzt. Anders ausgedrückt:  $\epsilon_r^* = \epsilon_r' - j (\sigma/\omega\epsilon_0)$ , wobei der Ausdruck in der Klammer die elektrische Leitfähigkeit darstellt und  $2\pi f$  entspricht ( $f$  = Frequenz).

### Phase Calibration

Fehler in der Phasenbeziehung zwischen den polarisierten Kanälen resultieren in einer nicht korrekten Synthese der Polarisationszustände und führen zu einer Fehlinterpretation der Rückstreuungseigenschaften des untersuchten Objekts. Die Phasenkalibrierung wird auf der Basis der Stokesmatrix und mit Hilfe von trihedralen Corner-Reflektoren durchgeführt (ZEBKER & LOU 1990; VAN ZYL 1990).

### Phasendifferenz

Phasendifferenz bei Co-Polarisation:  $\phi_C = \phi_{VV} - \phi_{HH}$  und die Phasendifferenz bei Cross-Polarisation:

$\phi_X = \phi_{HV} - \phi_{VH}$ . Berechnet aus den polarimetrischen AIRSAR-Daten des JPL:

$$\phi_{vh} = \tan^{-1} \left( \frac{M_{43} - M_{34}}{M_{33} - M_{44}} \right)$$

$M_{ij}$  sind die Elemente der MÜLLER-Matrix  $M$ . (KONG, 1990, S. 82)

### Phase Error, combined; kombinierter Phasenfehler

Fehler bei der Messung der Phase treten aufgrund der folgenden Faktoren auf Analog/Digital-Wandlung (Quantisierung), thermisches Rauschen (Widerstandsrauschen), Temperaturunterschiede an der Antenne, atmosphärischer Effekte und mechanische Vibrationen. Die Wurzel aus den summierten Quadraten der Standardabweichungen der einzelnen Störfaktoren ergibt den kombinierten Phasenfehler (MEAD et al. 1990, 432)

### **Phasematrix, Phasenmatrix**

Veraltete aus der Optik stammende Bezeichnung für eine 4x4-Matrix, in der die Leistung  $P$  der Streuung aus Richtung  $(\theta',\phi')$  in Richtung  $(\theta,\phi)$  steht (KONG, J.A. 1990, S. 80). Die Addition der Matrixelemente ergibt 0.

### **Phasenwinkel, $\varphi$**

$\varphi = \omega t$  und die Kreisfrequenz  $\omega = 2\pi f$ .

### **Polarimetrie**

Die Polarimetrie nutzt die gesamte Information des elektromagnetischen Vektors, also die kohärent polarimetrische Phasen- und Amplitudeninformation. Diese Informationen könne als 4x4-Matrix (MÜLLER-Matrix) als 2x2 Matrix (SINCLAIR-Matrix) abgelegt werden.

### **Polarisation**

Orientierungswinkel für Transmit  $\psi_t$  und Receive  $\psi_r$ , Elliptizitätswinkel für Transmission (*transmit*)  $\chi_t$  und Empfang (*receive*)  $\chi_r$ .

$$\begin{aligned} \text{HH:} \quad & \psi_t = \psi_r = \chi_t = \chi_r = 0 \\ \text{VV:} \quad & \psi_t = 0 (90), \psi_r = 90 (0), \chi_t = \chi_r = 0 \\ \text{HV:} \quad & \psi_t = \psi_r = 90, \chi_t = \chi_r = 0 \\ \text{VH:} \quad & \psi_t = \psi_r = 0, \chi_t = \chi_r = 90 \end{aligned}$$

### **Polarisationssignatur**

Verlauf der Rückstreuung bei den möglichen Elliptizitäts-  $\chi$  und Orientierungswinkeln  $\psi$ , der eine Landnutzungsart o.ä. charakterisiert.

### **Polarisationsellipse**

Die Abflachung und die Neigung der Polarisationsellipse werden durch den Elliptizitätswinkel (s.d.) und den Orientierungswinkel (s.d.) definiert.

### **Polarisationssynthese**

Aus den drei gemessenen Polarisationen HH, VV und VH eines polarimetrischen SARs können sämtliche anderen Polarisationszustände für Transmit und Receive aus der Streuungsmatrix  $S$  berechnet werden.

### **PRIRODA**

(russ. Natur), Raumstation MIR-Modul mit verschiedensten Sensoren: SAR-Travers (Wellenlänge 9.2-23 cm, geometrische Auflösung 0.1 km \* 0.15 km), MSC-6 Multispektralkamera mit 6 Kanälen, Videospektrometer mit 128 Kanälen, Trace Spectrometer 0.4-2.5  $\mu\text{m}$ , UV-Spektrometer, Lidar: 0.266, 0.53 und 1.06  $\mu\text{m}$ .

### **Processing, Prozessierung**

Umrechnung des gemessenen Radarreturns in ein Bild. Mindestens sechs Methoden existieren: 1. Synthetisierte Antennen Apertur, 2. Doppler Beam Sharpening, 3. Korrelation mit dem Response (der Antwort) von Punktzielen, 4. Matched-Filter (s.d.), 5. *De-Chirping*

des Doppler-Frequenz-Shifts (*De-Chirping* im Ortsbereich (*Range Domain*) bei Pulskompressionsradar.

### **Radar (Scattering) Cross Section, $\sigma$**

Rückstreuungsquerschnitt eines Geländeobjekts bezogen auf eine standardisierte Flächengröße, wobei eine isotrope Streuung der gesamten eingestrahlten Leistung angenommen wird. Normalisierter Rückstreuungsquerschnitt multipliziert mit dem Antennen-*Footprint*. Zu beachten ist der Unterschied zum differentiellen Rückstreuungskoeffizienten (*differential scattering coefficient* oder *scattering coefficient*), der sich auf eine Flächeneinheit bezieht.

### **Radargleichung**

Die Gleichung gilt für Punkt- und Flächenziele, d.h. der Rückstreuungsquerschnitt  $\sigma$  gilt nicht für einen bestimmten Zieltyp.

$$P_r = \frac{P_t G_t G_r \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} = \frac{P_t A^2 \sigma}{4\pi \lambda^2 R^4}$$

Soll der differenzielle Rückstreuungsquerschnitt einfließen, so wird über die beleuchtete Fläche integriert und die Gleichung nimmt folgende Form an:

$$P = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int \frac{P_t G^2 \sigma^\circ dA}{R^4}$$

### **Range Direction**

Verläuft orthogonal zur Azimuth-Richtung. Aufnahme- bzw. Blickrichtung des Radars.

### **Range Domain**

Ortsbereich im Gegensatz zur *Frequency Domain* (Frequenzbereich).

### **Rauhigkeitsmodelle**

Ermittlung der radiometrischen Rauhigkeit auf der Basis der Reflektivität der elektromagnetischen Welle. CHOUDHURY et al. (1979), WANG et al. (1980), KOUYATE et al. (1981).

### **Rauschen**

Am meisten verbreitet ist das multiplikative Rauschen, das auch von den meisten adaptiven Filteralgorithmen wie FROST (1982), LEE *Local Statistics Method* (1986), LEE Sigma Filter (1986), LOPES et al. (1991), NAGAO & MATSUYAMA (1980) vorausgesetzt wird: Output (x) = ((Input (x) - Min) / [(P(x) - Min) - Mittelwert]). Additives Rauschen wird von KUAN (1985) angenommen: Output (x) = Input (x) - (P(x) - Mittelwert)

### **RAYLEIGH-Kriterium**

Das RAYLEIGH-Kriterium besagt, daß eine Fläche radiometrisch als glatt anzusehen ist, wenn die Phasendifferenz  $\Delta\phi$  zwischen zwei reflektierten Strahlen kleiner als  $\pi/2$  rad ist. Nimmt man den Phasenunterschied mit  $\Delta\phi = 2 kh \cos \theta$  an und kleiner ist als  $\pi/2$ , dann ist das RAYLEIGH-Kriterium mit h, der Höhendifferenz bzw. der Standardabweichung der

Höhendifferenzen,  $\theta$ , dem Einfallswinkel und  $k = 2\pi/\lambda$  :

$$h < \frac{\lambda}{8 \cos \theta}$$

Dieses Kriterium kann als grobe Abschätzung für die Wechselwirkung der Wellenlänge mit der Oberflächenrauigkeit genommen werden. Zur Modellierung der Rückstreuung im Mikrowellenbereich, in dem die Oberflächenrauigkeit in der Größenordnung der Wellenlänge liegt wird ein schärferes Kriterium benötigt (s. FRAUNHOFER-Kriterium).

**Radar Cross Section, RCS, Rückstreuungsquerschnitt**

$$\sigma = \frac{\text{Streuleistung pro Raumwinkel}}{\text{einfallende Flächenleistungsdichte}} = 4\pi r^2 \frac{\begin{matrix} \rightarrow & \rightarrow \\ E_{sx} & H_s \\ \end{matrix}}{\begin{matrix} \rightarrow & \rightarrow \\ E_{ix} & H_i \\ \end{matrix}}$$

**Reflexionsvermögen**

Das Verhältnis aus reflektierter Strahlungsleistung zu einfallender Strahlungsleistung.

**Return**

Allgemeiner Ausdruck für das gemessene Radarecho.

**Richtstrahlbreite, beam width**

Breite der Radarkeule, von der die geometrische Auflösung abhängig ist.

**RMS Error (Root Mean Square)**

Mittlerer quadratischer Fehler. Wurzel aus der Summe der quadrierten Mittelwerte.

**Rückstreuungsquerschnitt (Backscattering Cross Section)**

s. Radar Cross Section (RCS). Der Rückstreuungsquerschnitt ist unabhängig vom Radar-design. Er ist abhängig von der Frequenz und der Polarisierung der elektromagnetischen Welle, sowie von Gestalt, Material und Aspektwinkel des Objekts. Er ist eine Zufallsgröße bei komplexen Zielen, nämlich eine statistisch verteilte Meßgröße.

$$\sigma = \lim_{r \rightarrow \infty} 4\pi r^2 \frac{|\vec{E}_s|^2}{|\vec{E}_i|^2} \text{ bzw. } \sigma = \lim_{r \rightarrow \infty} 4\pi r^2 \frac{|\vec{H}_s|^2}{|\vec{H}_i|^2}$$

Auf die Fläche bezogen ist  $\sigma$ :

$$\sigma \approx 4\pi \frac{F^2 sp}{\lambda^2} \quad \sigma \approx 4\pi \frac{F^2 sp}{\lambda^2}$$



Als Näherung bedeutet dies bei Punktzielen:  $\sigma^\circ = \frac{\partial\sigma}{\partial F}$  mit F, der Pixelgröße. Für Flächenziele ist es  $\sigma^\circ \approx \frac{\sigma}{F}$ . Befinden sich viele Einzelstreuer in einer Pixelfläche so wird dies:

$$\sigma = \left| \sum \sqrt{\sigma_i} \cdot e^{j \frac{4 \cdot \pi \cdot R_i}{\lambda}} \right|^2$$

### **Synthetic Aperture Radar, SAR**

Radarsystem mit synthetischer Apertur. Eine Fortentwicklung des SLAR (s.d.), die bei einer Verringerung der Antennengröße bzw. Länge zu einer verbesserten geometrischen Auflösung führt. Wie das SLAR, nimmt dieser Systemtyp die Erdoberfläche auf, indem die Abstrahlung und Detektion orthogonal zur Flugrichtung erfolgt (Seitensicht radar).

### **SAR-Systeme**

Zum Vergleich werden hier zwei in der Arbeit verwendete SAR-Systeme gegenübergestellt.

	<b>E-SAR mit Bändern</b>			<b>AIRSAR mit Bändern</b>		
	L	C	X	P	L	C
Frequenz [GHz]	1.29	5.3	9.6	0.44	1.25	5.3
Spitzenleistung [W]	50	90	2900	60	65	60
Gewinn [dB]	12	18	19	14	18	23
Pulsbreite [µs]	5	5	5	10	10	10
Bandbreite [MHz]	100	100	100	20	20	20
Azimuth Auflösung [m]	3	0.5	0.5	12	12	12
Slant Range Auflösung [m]	2	2	2	6.7	6.7	6.7
Swath-Breite [km]	> 3	> 3	> 3	7	7	7
radiometrische Auflösung [dB]	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2

### **sigma-0, $\sigma^\circ$ , *sigma naught***

Differentieller Rückstreuungsquerschnitt, meist ausgedrückt in dB. Eigenschaften von  $\sigma^\circ$ : fällt monoton mit dem Einfallswinkel; wächst mit zunehmender Frequenz.

### **Signal-to-Noise-Ratio**

S/N-Ratio, Signal-Rausch-Verhältnis größer 1 führt zu unbeeinflussten Meßwerten.

### **Signatur von Radarzielen**

Frequenz, Polarisation und Einfallswinkel bestimmen die elektromagnetische Welle.

### **SIR-B**

*Shuttle Imaging Radar* Kampagne 1984 mit einem L-Band-System (1.28 GHz) und festen Einfallswinkeln von 51, 40 und 21°. Bodenauflösung: 12.5 m.

### **SIR-C/X-SAR**

*Shuttle Imaging Radar* Kampagne mit einem L-Band (9.6 GHz), C-Band (5.3 GHz) und einem X-Band SAR.

**Slant Range**

Schrägentfernung, Strecke zwischen dem Radar und dem Objekt (Erdoberfläche).

**SLAR**

*Side Looking Airborne Radar*. Aktives Radarsystem mit realer Apertur. Die Auflösung in Along-Track-Richtung:  $r_a = \beta_h R$  und in Across-Track-Richtung:  $r_g = c \cdot \tau / 2 \cdot \sin \theta$

**SNELL'sches Gesetz**

Reflexions- bzw. Brechungsgesetz: Einfallswinkel entspricht dem Reflexionswinkel. Bei Phasengleichheit gilt für die Transmissionswinkel zweier elektromagnetischer Wellen  $\theta_1$  und  $\theta_2$  bei den entsprechenden Wellenzahlen:  $k_1 \sin \theta_1 = k_2 \sin \theta_2$ .

**Spatial Resolution, räumliches Auflösungsvermögen**

Die räumliche Auflösung (Pixelauflösung) eines SAR-Systems kann auf vier verschiedene Arten erreicht werden: Gemessen werden 1. Richtstrahlwinkel, d.h. die Richtstrahlbreite definiert die Auflösung (passives Radar), 2. Richtstrahlwinkel und Range, die zu einer Verbesserung der Auflösung gegen über 1. führt, 3. Richtstrahlwinkel und Geschwindigkeit (flugzeug- und orbitgestützte Scatterometer), 4. Range und Geschwindigkeit, was zur feinsten Auflösung führt (SAR).

**Speckle**

Rauschen, das besonders bei Bildern mit einer geringen Anzahl von *Looks* den visuellen Eindruck stört. Entsteht, wenn in einem geometrisch noch auflösbaren Pixel Einzelstreuer vorhanden sind, die zu Interferenzen der kohärenten Strahlung führen. Interferenzmuster aus der Kombination der Returns vom streuenden Objekt. Dieser Effekt kann durch multiple *Looks* oder *non-coherent integration* eliminiert werden.

**Squint Angle, Schielwinkel**

Winkel zwischen der Doppler-Referenz-*Lookdirection* und der Senkrechten.

**STOKES-Matrix**

Definiert durch ISHIMARU (1978: 35). Anderer Name für die MÜLLER-Matrix (s.d.).

$$\begin{bmatrix} |S_{vv}|^2 & |S_{vh}|^2 & \text{Re}(S_{vv}S_{vh}^*) & -\text{Im}(S_{vv}S_{vh}^*) \\ |S_{hv}|^2 & |S_{hh}|^2 & \text{Re}(S_{hv}S_{hh}^*) & -\text{Im}(S_{hv}S_{hh}^*) \\ 2\text{Re}(S_{vv}S_{hv}^*) & 2\text{Re}(S_{vh}S_{hh}^*) & \text{Re}(S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^*) & -\text{Im}(S_{vv}S_{hh}^* - S_{vh}S_{hv}^*) \\ 2\text{Im}(S_{vv}S_{hv}^*) & 2\text{Im}(S_{vh}S_{hh}^*) & \text{Im}(S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^*) & \text{Re}(S_{vv}S_{hh}^* - S_{vh}S_{hv}^*) \end{bmatrix}$$

ULABY & FUNG & MOORE, Vol. III (1986: 1088)

### **STOKES' Parameters**

Von STOKES (1852) definierte Parameter, die den Strahl von teilweise polarisiertem Licht charakterisieren. Später modifiziert von RAYLEIGH (1864) in einer Arbeit über "Interferenzen des polarisierten Lichtes". Elemente des Stokesvektors sind  $I = \langle A_x^2 + A_y^2 \rangle$ , die photometrisch meßbare Intensität der Strahlung, bzw. die quadrierte Amplitude.  $Q = \langle A_x^2 - A_y^2 \rangle$ , ist die Differenz zwischen den Intensitäten der Strahlung in senkrecht zueinander stehenden Richtungen des elektrischen Feldes.  $U = \langle 2A_x A_y \cos \gamma \rangle$ , Strahlungsüberschuß in  $+45^\circ$ - und  $-45^\circ$  Richtung relativ zur Betrachtungsebene  $V = \langle 2A_x A_y \sin \gamma \rangle$ , Anteil der zirkular polarisierten Strahlung.  $I^2 = Q^2 + U^2 + V^2$ .  $\gamma$  ist der Phasenwinkel zwischen  $A_x$  und  $A_y$ .

### **Stokes Scattering matrix**

s. MÜLLER-Matrix, s. STOKES-Matrix.

### **STOKES-Vektor**

Der STOKES-Vektor enthält die vier Elemente, die ein elektrisches Feld, nämlich das einfallende (i) oder analog das gestreute Feld definieren.  $\eta$  ist die intrinsische Impedanz im freien Raum, die  $E$  sind die linear polarimetrischen Komponenten des elektrischen Feldes.

$$\vec{I}_i = \begin{bmatrix} I_i \\ Q_i \\ U_i \\ V_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} I_i + I_i \\ I_i - I_i \\ U_i \\ V_i \end{bmatrix}$$

$$\text{mit } I_{hi} = \frac{1}{\eta} E_{hi} E_{hi}^* \text{ und } I_{vi} = \frac{1}{\eta} E_{vi} E_{vi}^* \text{ sowie } U_i = \frac{2}{\eta} \text{Re}(E_{vi} E_{hi}^*) \text{ und}$$
$$V_i = \frac{2}{\eta} \text{Im}(E_{vi} E_{hi}^*)$$

### **Streifwinkel**

s. *Grazing Angle*

### **Streuungsmatrix, MÜLLER-Matrix, STOKES-Matrix**

s. MÜLLER-Matrix. Sie wird für jedes von Radar bestrahltes Element am Boden gemessen.

### **Surface Correlation Length**

Maß für die Korrelation der relativen Höhenunterschiede eines Rauigkeitsprofils. s.a. Autokorrelation.

### **Surface Scattering**

Winkelabhängige Oberflächenstreuung aufgrund der Oberflächenrauigkeit.

**Target**

Ziel, bestrahltes Objekt.

**Theoretische Antennenlänge**

Die SAR-Antenne des ERS-1 ( $\lambda = 5.3$  cm) hat eine theoretische Antennenlänge von 196 m, beim X-SAR ( $\lambda = 3.1$  cm) beträgt die theoretische Antennenlänge 107 m.

**Transmissionsvermögen**

Quotient aus der in ein Medium eindringenden Strahlungsleistung und der gesamten einfallenden Strahlungsleistung.

**Volumenstreuung**

Volumenstreuung tritt auf, wenn ein geschichtetes Medium vorliegt, wobei das untere Medium inhomogen ist und sich hinsichtlich seiner dielektrischen Eigenschaften deutlich von der darüber liegenden Schicht unterscheidet. Es kommt zu einer Verringerung der Transmissionsenergie und Abschwächung des Signals.

**Wellenlänge**

$\lambda = c/f$ , Lichtgeschwindigkeit pro Frequenz.

**Winkelauflösung**

Die Winkelauflösung  $\delta$  eines SARs und der Objektivdurchmesser D ("Objektiv" entspricht Antenne, Linse etc.) stehen in Beziehung durch:  $\delta = \lambda / D$ . Die Beugung am Objektivrand durch Interferenz begrenzt die Auflösung.

**X-Band**

s. Frequenzbänder

**Zweiweg-Doppler**

Die Phasenänderungen des zurückgestreuten Signals sind bei Vorbeiflug einer kleinen SAR-Antenne doppelt so groß wie bei einer real langen Antenne. D.h. die Nullstellen der SAR-Hauptkeule werden doppelt so schnell erreicht. Dies bedeutet, daß die Keule halb so schmal ist, wie bei einer realen Antenne gleicher Länge.

## Literatur

- AKIN, H. & H. SIEMES (1988): *Praktische Geostatistik*. Springer, Heidelberg.
- ABDULLA, S.A. & A.K.A. MOHAMMED & H.M. AL-RIZZO (1988): The complex dielectric constant of Iraqi soils as a function of water content and texture. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. GE-26, No. 6, 882-885.
- ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1996): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover.
- BACHEM, A. (1994): Bestimmung des Bodenwassergehalts aus ERS-1-SAR-Daten mit Hilfe neuronaler Netze. Diplomarbeit. Fachbereich Informatik, Technische Universität Berlin.
- BATLIVALA, & ULABY (1977): Estimation of soil moisture with radar remote sensing, *Proc. 11th Int. Symp. of Rem. Sen. of Env.*, 1, 1557-1566.
- BAYER, W.C. & F.H.A. CAMPBELL & D. LAPP (1993): GLOBESAR: A Canadian program to prepare users for the operational use of radar data in the 1990's. IGARSS'93. International Symposium on 'Operationalization of Remote Sensing', 19-23 April 1993, ITC Enschede, Netherlands.
- BELL, K. R. & B.J. BLANCHARD & T.J. SCHMUGGE & M.W. WIZCZAK (1980): Analysis of surface moisture variations within large-field sites. *Water Res. Research*, Vol. 16., No.4, 796-810.
- BERNARD, R.D. & M. VAUCLIN & D. VIDAL-MADJAR (1981): Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, Vol. 17, No. 6, 1603-1610.
- BERNARD, R.D. & O. TACONET & D. VIDAL-MADJAR & M. THONY & A. VAUCLIN et al. (1984): Comparison of three in situ surface soil moisture measurements and application to C-band scatterometer calibration. *IEEE Geosc. Rem. Sen.*, Vol. GE-22, 388-393.
- BEAUDOIN, A. & T. LETOAN & Q.H.J. GWYN (1990): SAR observations and modelling of the C-Band backscatter variability due to multiscale geometry and soil moisture. *IEEE Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-28, NO. 5, 886-894.
- BERTUZZI, P. & A. CHANZY & D. VIDAL-MADJAR & M. AUTRET (1992): The use of a microwave backscatter model for retrieving soil moisture over bare soil. *Int. J. Rem. Sen.*, Vol. 13, No. 14, 2653-2668.
- BIRCHAK, J.R. & C.G. GARDNER & J.E. HIPPEL & J.M. VICTOR (1974): High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proc. IEEE*, Vol. 62, 93-98.
- BLANCHARD, B.J. & A.T.C. CHANG (1983): Estimation of soil moisture from SEASAT SAR data. *Water Res. Bull.*, Vol. 19, 803-810.
- BOERNER, W.M. & W.L. YAN. & A.Q. XI (1990): Basic equations of radar polarimetry and its solutions: the characteristic radar polarization states for the coherent and partially

polarized cases. In: polarimetry: Radar, infrared, visible, ultraviolet and x-ray. Eds.: R.A. Chipman & J.W. Morris, SPIE, Vol. 1317, Proc. 15-17 May 1990, Huntsville, Al., USA, 16-79.

BOURGEAUD, M. & J. NOLL (1994): Analysis of theoretical surface scattering models for polarimetric microwave remote sensing of bare soil. *Int. J. Rem. Sen.*, Vol. 15, No. 14, 2931-2942.

BRADLEY, G.A. & F.T. ULABY (1981): Aircraft Radar response to soil moisture. *Rem. Sen. Env.*, Vol. 11, 419-438.

BURKE, W.J. & T.J. SCHMUGGE & J.F. PARIS (1979): Comparison of 2.8 cm and 21 cm microwave radiometer observations over soils with emission model calculations. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, 287-294.

CHARPENTIER, M.A. & P.M. GROFFMAN (1992): Soil moisture variability within remote sensing Pixels. *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. D17, 18987-18995.

CHAMPION, I. & R. FAIVRE (1997): Sensitivity of the radar signal to soil moisture: Variation with incidence angle, frequency, and polarization. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. 35, No. 3, 781-783.

CHAUHAN, N. & D.M. LE VINE (1994): Discrete scatter model for microwave radar and radiometer response to corn: Comparison of theory and data. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-32, No. 2, 416-426.

CHOUDHURY, B.J. & SCHMUGGE, T.J. & NEWTON, R.W. & CHANG, A. (1979): Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, 5699-5706.

CLOUDE, S.R. (1992): Uniqueness of target decomposition theorems in radar polarimetry. In: *Direct and inverse methods in Radar Polarimetry, Part I*, Kluwer Academic, Dordrecht, 266-296.

COGNARD, A.-L. & C. LOUMANGNE & M. NORMAND & P. OLIVIER & C. OTTLE & D. VIDAL-MADJAR & S. LOUAHALA et al. (1995): Evaluation of the ERS-1 synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: Two-year results over the Naizin watershed. *Water Res. Res.*, Vol. 31 No.4, 975-982.

COLWELL, R.N. (1983): *Manual of remote sensing*. Vol. 1 & 2; American Society of Photogrammetry, Falls Church, Va., Sheridan Press, p. 2240.

CSILLAG, F. & M. KERTESZ & A. KUMMERT (1996): Sampling and mapping heterogeneous surfaces: multi-resolution tiling adjusted to spatial variability. *Int. J. Geographical Information Systems*, Vol. 10, No. 7, 851-875.

DAVIS, J.C. (1986, 2.): *Statistics and data analysis in Geology*. Wiley, Chichester, New York.

DAVIS, J.L. & A.P. ANNAN (1977): Electromagnetic detection of soil moisture: Progress Report 1, *Ca. J. Rem. Sen.*, 3, 1, 76-86.

DAWSON, M.S. & A.K. FUNG & M.T. MANRY (1997): A robust statistical based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. 35, No. 1, 57-67.

DE LOOR, G.B. & P. HOOGEBOOM & E.P.W. ATTEMA (1982): The Dutch Rove Program. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-20, No. 1, 3-11.

DOBSON, M.C. & F. KOUYATE & F.T. ULABY (1984): A re-examination of soil textural effects on microwave emission and backscattering. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. GE-22, No.6, 530-537.

DOBSON, M.C. & F.T. ULABY & M. EL-RAYES & M.T. HALLIKAINEN (1985): Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: Dielectric mixing models. IEEE Tans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-23, 35-46.

DOBSON, M.C. & F.T. ULABY (1986): Active Microwave soil moisture research. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-24, No. 1, 23-36.

DUBOIS, P. & L. NORIKANE & J.J. VAN ZYL & H.A. ZEBKER (1991): Data volume reduction for imaging radar polarimeter. Unpublished technical report, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.

DUBOIS, P.C. & E. RIGNOT & J.J. VAN ZYL (1992): Direction angle sensitivity of agricultural field backscatter with Airsar data. IGARSS'92, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, VOL. 2, 1680-1682.

DUBOIS, P.C. & J.J. VAN ZYL (1994): An empirical soil moisture estimation algorithm using imagery radar. IGARSS'94, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Pasadena, Ca, USA, August 8-12, 1994, Vol. 2, 1573-1575.

DUBOIS, P.C. & J.J. VAN ZYL & E.T. ENGMAN (1995): Measuring soil moisture with active microwave systems: effect of vegetation. IGARSS'95, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Florence, Italy, July 10-14, 1995, Vol. 1, 495-497.

DURAN, J.M. & B.J. GIMONET & J.R. PERBOS (1987): SAR data filtering for classification. IEEE Ge-25, No. 5, 629-637.

ELACHI, C. (1987): Introduction to the physics and techniques of remote sensing. Wiley Series in Remote Sensing, New York.

ELACHI, C. & K.E. IM & F. LI & E. RODRIGUEZ (1990): Global digital topography mapping with a synthetic aperture scanning altimeter.,Int. J. Rem. Sen.,Vol. 11, No. 4, 585-601.

ENGMAN, E.T. (1982): Remote sensing application in watershed modeling. Proc. Int. Symp. Applied Modeling in catchment hydrology, Water Resources Publ., Littleton, Co, USA, 473-494.

ENGMAN, E.T. & J.R. WANG (1986): Evaluating roughness models of radar backscatter. IGARSS 1986, Vol. II, 1097-1100.

ENGMAN, E.T. (1990): Progress in microwave remote sensing of soil moisture. Can. J. Rem. Sen., Vol. 16, No. 6, 14-18.

ENGMAN, E.T. (1991): Applications of microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture. Rem. Sen. Env., 35 213-226.

ENTEKHABI, D. & H. NAKAMURA & E.G. NJOKU (1994): Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-32, No. 2, 438-447.

EVANS, D. L. & T.G.FARR & J.P. FORD & T.W. THOMPSON & C.L. WERNER (1986): Multipolarization radar images for geologic mapping and vegetation discrimination. *IEEE Trans Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-24, 246-257.

EVANS, D. L. & T.G. FARR & J.J. VAN ZYL & H.A. ZEBKER (1988): Imaging radar polarimetry: Analysis tools and applications. *IEEE Trans Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-26, 774-789.

FAMIGLIETTI, J.S. & E.F. WOOD (1994): Application of multiscale water and energy balance models on a tall grass prairie. *Water Res. Research*, Vol. 30, No. 11, 3079-3091.

FAMIGLIETTI, J.S. & E.F. WOOD (1995): Effects of spatial variability and scale on a-really averaged evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, Vol. 31, No. 3, 699-712.

FREEMAN, A. & J.W. CRUZ (1991): Calibration and image quality results of the NASA/JPL aircraft over the Rosamond Dry Lake bed in summer 1990, JPL Publication D-8429, Pasadena, CA., USA.

FREEMAN, A. (1992): SAR calibration: An overview. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-30, No. 6, 1107-1121.

FREEMAN, A. (1995): SIR-C data quality and calibration results. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-33, No. 4, 848-856.

FROST, V.S. & J.A. STILES & K.S. SHANMUGAN & J.C. HOLTZMAN (1982): A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise. *IEEE Trans. Patt. Anal. Mach. Int.*, Vol. PAMI-4, No. 2, 157-165.

FUNG, A.K. & F.T. ULABY (1991): Matter-energy interaction in the microwave region. Ed.: R.N.-COLWELL: *Manual of remote sensing*. Vol. 1 & 2; American Society of Photogrammetry, Falls Church, Va., Sheridan Press, 115-161.

FUNG, A.K. & Z. LI & K.S. CHEN (1992): Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge- 30, No. 2, 356-369.

FUNG, A. K. & F. T. ULABY (1993): Matter-energy interaction in the microwave region. In: COLWELL: *Manual of remote sensing*. 115-161.

FUNG, A.K. & M.S. DAWSON & K.S. CHEN & A.Y. HSU & E.T. ENGMAN & P.E. O'NEILL & J.R. WANG (1996): A modified model for scattering from soil surfaces with application to soil moisture sensing. *IGARSS'96*, , International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Lincoln, Ne. , USA, May 27-31, Vol. II, 1297-1299.

GIERLOFF-EMDEN, H.G. (1989): *Fernerkundungskartographie mit Satellitenaufnahmen. Allgemeine Grundlagen und Anwendungen*. Hrsg.: E. Arnberger. Die Kartographie und ihre Randgebiete. Band IV/I, Franz Deuticke Verlag, Wien.

GOGINENI, S., J. & A. AMPE & A. BUDIARDJO (1991): Radar estimates of soil moisture over the Konza Prairie. *IGARSS'91. International Journal of Remote Sensing*, 1991, Vol. 12, No. 11, P2425-2432.



HAGG, W. & M. STIESS (1996): The EPOS speckle filter: A comparison with some well-known speckle reduction techniques. Proc. XVIII, ISPRS Congress, International Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna, Austria.

HALLIKAINEN, M. & F.T. ULABY & M.C. DOBSON (1985): Microwave dielectric behavior of wet soil - Part I: Empirical models and experimental Observations. IEEE Trans. Geosc. & Rem. Sen., Vol. GE-23, No. 1, January, 25-34.

HARTGE, K.H. (1991<sup>2</sup>): Einführung in die Bodenphysik. Enke Verlag, Stuttgart.

HELMING, K. (1991): Die Bedeutung des Mikroreliefs für die Regentropfenerosion. Bodenökologie & Bodengenese, H. 7, Berlin.

HILLEL, D. (1982): Introduction into soil physics. Academic Press, New York.

HONEYCUTT, B. (1979): Calculation of range of detectable backscatter from SEASAT-A SAR system. Interoffice Memorandum, 33, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Ca., USA, 80-101

HOUSER, P.R. (1996): Remote Sensing of soil moisture using four dimensional data assimilation. Dissertation. University of Arizona.

HOUSER, P.R. & W. J. SHUTTLEWORTH & J.S. FAMIGLIETTI & J.A. BERGLUND (1997): Integration of remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. Am. Meteorol. Soc., Proc. 13<sup>th</sup> Conf. Hydrology, February 2-7, 1997.

HUANG, X. & Y.Q. JIN (1995): A simple method to estimate the soil wetness and surface roughness by using active/passive microwave data. Rem. Sen. Env., Vol. 53, 212-214.

HUIJBREGTS, C.J. & G. MATHERON (1971): Universal kriging. An optimal method for estimating and contouring in trend surface analysis. Proc. 9th Int. Symp. Techn. Decision-Making Min. Industry. J.I. McGerrigle (ed.), The Canad. Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 12, 159-169.

ISHIMARU, A. (1978): Wave Propagation and Scattering in Random Media. New York. Academic Press.

JACKSON, T.J. & A.J. CHANG & T. SCHMUGGE (1981): Aircraft active microwave measurements for estimating soil moisture. Photogram. Eng. & Rem. Sen., 47, 801-805.

JACKSON, T.J. (1993): Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. Hydrol. Proc., 7, 139-152.

JACKSON, T.J. & T.L. LI & E.F. WOOD & A.Y. HSU (1996): SIR-C/X-SAR as a bridge to soil moisture estimation using current and future operational satellite radars. IGARSS'96, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Lincoln, Ne., USA, May 27-31, Vol. 2, 1064-1066.

JACKSON, T.J. & H. MC NAIRN & M.A. WELTZ & B. BRISCO & R. BROWN (1997): First order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. 35, No. 4, 1065-1069.

KENDRA, J. R. & F.T. ULABY & K. SARABANDI (1994): Snow probe for in situ determination of wetness and density. IEEE Tans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-32, No. 6, 1152-1159.

KRETZSCHMAR, R. (1989<sup>6</sup>): Kulturtechnisch-bodenkundliches Praktikum. Ausgewählte Labormethoden. Institut für Wasserwirtschaft und Landschaftsökologie, Universität Kiel.

KUAN, D.T. & A.A. SAWCHUK & T.C. STRAND & P. CHAVEL (1985): Adaptive noise smoothing filter for images with signal-dependent noise. IEEE Trans. Patt. Anal. Mach. Int., Vol. PAMI-7, No.2, 165-177.

KUTILEK, M. & D.R. NIELSEN (1994): Soil Hydrology. Catena Verlag, Cremlingen/Destedt.

KONG, J.A. (ed.) (1990): Polarimetric remote sensing. Progress in Electromagnetics Research, Pier 3, Elsevier, New York.

KOUYATE, F. (1984): SAR imagery analysis: Scene statistics and a textural approach to classification. Ph. D. Thesis, University of Kansas, Lawrence.

KRUL, L. (1982): Principles of radar measurements. ESA SP-193, EARSEL-Workshop, December 6-10, Vienna, Austria.

LANG, R.D. & S. SEKER & D.M. LE VINE & S. SAATCHI (1991): Comparison of corn field models with Sar polarimetric data. IGARSS'91, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Piscataway, Nj, USA, 90-93.

LAUR, H. (1992): ERS-1 calibration. Derivation of backscattering coefficient sigma-0 in ERS-1.SAR.PRI products. ESA Issue 1, Rev. 0.

LEE, J.S. (1986): Speckle suppression and analysis for SAR images. Optical Engineering, Vol. 25, No. 5, 636-643.

LETOAN, T. & P. SMACCHIA & J.-C. SOUYRIS & A. BEAUDOIN & M. MERDAS & M. WOODING & J. LICHTENEGGER (1993): On the retrieval of soil moisture from ERS-1 SAR Data. Proc. 2nd ERS-1 Symposium, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993, ESA SP-361, 883-888.

LETOAN, T. & A. BEAUDOIN & J. RIOM & D. GUYON (1992): Relating forest biomass to SAR data. Ieee Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. 30, No. 2, 220-228.

LIN, D.-S. (1993): Behavior of AIRSAR signals during Mac-Europe'91. IGARSS'93, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Tokyo. Proc., Vol. IV, 1800-1802.

LIN, D.-S. & E.F. WOOD & P.A. TROCH & M. MANCINI & T.J. JACKSON (1994): Comparisons of remotely sensed and model-simulated soil moisture over a heterogeneous watershed. Rem. Sen. Env., 48, 159-171.

LIN, D.S. & E.F. WOOD & P.A. TROCH & F. DE TROCH & M. MANCINI (1995): On microwave remote sensing of soil moisture and its application to hydrological modeling. MAC-Europe '91, Final Results Workshop, 4-6 October, Lenggries, Germany. ESA-WPP-88, 83-88.

LOPES, A. & R. TOUZI & E. NEZRY (1990): Adaptive speckle filtering and scene heterogeneity. IEEE Tans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-28, No.6, 992-1000.

LOPES, A. & E. NEZRY & R. TOUZI & H. LAUR (1990): Maximum a posteriori speckle filtering and first order texture models in SAR images. IGARSS 1990, Vol. 3, 2409-2412.

MALICKI, M. & SKIERUCHA (1989): A manually controlled TDR-soil moisture meter operating with 300 ps rise time needle pulse. *Irrigation Sci.*, 10, 103-109.

MATTIA, F. & T. LETOAN & J.C. SOUYRIS & G. DE CARLOS & P. SMACCHIA & D. CASARANO & N. FLOURY & F. POSA & G. PASQUARIELLO (1995): The effect of surface roughness on multifrequency polarimetric SAR data. *Int. Symp. Retrieval of bio- and geophysical parameters from SAR data for land applications*, Toulouse, 10-13 October, 1995, 325-336.

MATTIA, F. & J.C. SOUYRIS & T. LETOAN & N. FLOURY & F. POSA & G. PASQUARIELLO (1996): Use of polarisation synthesis of polarimetric SAR data for roughness estimation. *IGARSS'96. International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Lincoln, NE, USA, 27-31 May 1996, *Proc. IEEE*, Vol. II, 1306-1310.

MAUSER, W. & M. ROMBACH & H. BACH & A. DEMIRCAN & J. KELLNDORFER (1994): Determination of spatial and temporal soil-moisture development using multitemporal ERS-1 data. *European Symposium on Satellite Remote Sensing*, Rome, CNR, SPIE, Vol. 2314, 502-515.

MEAD, J.B. & R.E. MCINTOSH (1990): Millimeter-wave polarimetric radars. In: J.A. KONG, *Polarimetric Remote Sensing. Progress in Electromagnetic Research*, PIER 3, 391-450.

MICHELSON, D.B. (1994): ERS-1 SAR backscattering coefficients from bare fields with different tillage row directions. *Int. J. Rem. Sen.*, Vol. 15, No.13, 2679-2685.

MIRANDA, F. P. & J. A. MACDONALD & J. R. CARL (1992): Application of the semivariogram textural classifier (STC) for vegetation discrimination using SIR-B data of Borneo. *Int. J. Rem. Sen.*, Vol. 13, No. 12, 2349-2354.

MO, T. (1982): Incoherent scattering of microwave radiation from rough soil surfaces. *Computer Science Corp.*, Silver Spring, MD, USA, Agristars SM-G2-04291.

MÜLLER, H. (1948): *The Foundation of Optics*. *J. Optical Soc. Am.*, 31, 488-493.

NAGAO, M. & T. MATSUYAMA (1980): *A structural analysis of complex aerial photographs*. Plenum Press. New York.

NARAYANAN, R.M. & R. PARDIPURAM & D.C. RUNDQUIST (1994): Statistical characteristics of simulated radar imagery from bare soil surfaces: Effects of surface roughness and soil moisture variability: *IEEE Geosc. Rem. Sen.*, Vol. 32, No. 1, 159-167.

NEWTON, R. W. (1977): *Microwave remote sensing and its application to soil moisture detection*. Remote Sensing Center Texas, A & M University, College Station, Tx, Tech. Rep., Rsc-81, Jan. 1977.

OH, Y. & K. SARABANDI & F.T. ULABY (1992): An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Geosc. Rem. Sen*, Vol. Ge-30, 370-381.

OH, Y. & K. SARABANDI & F.T. ULABY (1994): An inversion algorithm for retrieving soil moisture and surface roughness from polarimetric radar observations, *IGARSS'94, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Vol. III 1582-1585.

O'NEILL, P.E. & J.J. PETRELLA & A.Y. HSU (1995): Comparison of multifrequency truck radar and sir-C backscatter for soil moisture estimation in washita'94, IGARSS'95, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Florence, Italy, 10-12 July, 1995, Vol. I, 386-371.

O'NEILL, P.E. & A.Y. HSU & J.C. SHI (1995): Soil moisture estimation using time-series radar measurements of bare and vegetated fields in Washita'92. IGARSS'95. International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Florence, Italy, 10-12 July, 1995, Vol. I, , 498-500.

O'NEILL, P.E. & N.S. CHAUHAN & T.J. JACKSON (1996): Use of active and passive microwave remote sensing for soil moisture estimatin through corn. *Int. J. Rem. Sen.*, Vol. 17, No. 10, 1851-1865.

PANICONI, C. & WOOD, E.F. (1993): A detailed model for simulation of catchment scale subsurface hydrologic processes. *Wat. Resour. Res.*, 29, 1601-1620.

PALOSCIA, S. & P. PAMPALONI & P. BALLERINI & S. MORETTI & S. SIGISMONDI (1995): Integration of SAR data and hydrological modeling through multifrequency campaigns on the Montespertoli test site. MAC-Europe '91, Final Results Workshop, 4-6 October, Lenggries, Germany. ESA-WPP-88, 65-70.

PAUWELS, V.R.N. & E.F. WOOD (1996 ): A combination of remote sensing and hydrological modeling to estimate soil moisture at the basin scale. *Water Res. Res.*, 512-524.

PEPLINSKI, N.R. & F.T. ULABY & M.C. DOBSON (1995a): Dielectric properties of soils in the 0.3 - 1.3 GHZ range. *IEEE Geosc. & Rem. Sens.*, Vol. GE-33, No. 3, May, 803-807.

PEPLINSKI, N.R. & F.T. ULABY & M.C. DOBSON (1995b): Corrections to Dielectric properties of soils in the 0.3 - 1.3 GHZ range“. *IEEE Geosc. & Rem. Sens.*, Vol. GE-33, No. 6, November, 1340.

VON PONCET, F. & M. TAPKENHINRICHS & J. HANNEMANN & R. SCHMIDT & C. PRIETZSCH & H.-R. BORK (1995): Methodenentwicklung zur Nutzung von Satelliten-SAR-Daten für die Kartierung und Erfassung von Parametern und Phänomenen des Bodenwasserhaushaltes, ZALF-Berichte, Nr. 17, Zentrum fuer Agrarlandschafts- und Landnutzungsforschung (ZALF), Müncheberg.

PREVOT, L. & R. BERNARD & O. TACONET & D. VIDAL-MADJAR (1984): Evaporation from a bare soil evaluated using a soil water transfer model and remotely sensed surface soil moisture data. *Wat. Res. Research*, Vol. 20, No. 2, 311-314.

PRICE, J.C. (1980): The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resource Res.*, No. 16, 1980, 787-795.

PULTZ, T.J. & R. LECONTE & R.J. BROWN & B. BRISCO (1990): Quantitative soil moisture extraction from airborne SAR data. *Can. J. Rem. Sen.*, Vol. 16, No. 3, 56-62.

RAO, K.S. & S. RAJU & Y. S. RAO (1991): Model for the retrieval of soil moisture and surface roughness parameters from backscattering coefficients. IGARSS'91, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, June 2-6, 1991, Helsinki, Finland, Proc. IEEE, 397-401.

RAO, K.S. & S. RAJU & J.R. WANG (1993): Estimation of soil moisture and surface roughness parameters from backscattering coefficients. *IEEE Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-31, No. 5, 1094-1099.

RAYLEIGH, LORD (J.W. STRUTT) (1864): *Scientific Papers by Lord Rayleigh, III*, Dover Publications, New York.

ROMBACH, M. & W. MAUSER (1997): Multi-annual analysis of ERS surface soil moisture measurements of different land uses. *ERS-Symposium*, Florence. In press.

SABBURG, J. & J.A.R. BALL & N.H. HANCOCK (1997): Dielectric behaviour of moist swelling clay soils at microwave frequencies. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. 35, No. 3, 784-787.

SARABANDI, K. & Y. OH & F.T. ULABY (1991): Polarimetric radar measurements of bare soil at microwave frequencies. *IGARSS'91, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, June 2-6, 1991, Helsinki, Finland, Vol. I, 387-390.

SARABANDI, K. (1992): Derivation of phase statistics from the Müllermatrix. *Radio Science*, Vol. 27, No. 5, 553-560.

SCHMUGGE, T.J. & T. WILHEIT & W. WEBSTER & P. GLOERSEN (1976): *Remote Sensing of soil moisture with microwave radiometers- II*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, M.D., NASA Tech. Note, TN-D-8321.

SCHMUGGE, T.J. & T.J. JACKSON & H.L. MCKIM (1980): Survey methods for soil moisture determination. *Water Resc. Res.*, 16, 961-979.

SCHMUGGE, T.J. (1983): Remote Sensing of soil moisture. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. GE-21, No.3, 326-344.

SCHMUGGE, T.J. & T.J. JACKSON & W.P. KUSTAS & J.R. WANG (1992): Passive microwave remote sensing of soil moisture - Results from HAPEX, FIFE and MONSOON-90. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 1992, V47, N2-3 (APR), P127-143.

SCHMULLIUS, C. (1992): *Radarfernerkundung landwirtschaftlicher Flächen mit einem flugzeuggetragenen L-, C- und X-Band Scatterometer*. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe D, Band 3. 101 S.

SCHREIER, P. (Ed.) (1993): *SAR geocoding: Data and systems*. Wichmann.

SHI, J.C. (1991): Sar derived soil moisture measurements for bare fields. *IGARSS'91, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Vol. 1, 393-396.

SHI, J.C. & J.V.SOARES & E.T. ENGMAN & J.J. VAN ZYL (1991): Soil moisture measurements from airborne Sar. *Proc. of the 3<sup>rd</sup> Airborne Synthetic Aperture Radar (AIRSAR) Workshop*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, Ca, JPL Publ. 91-30, 69-71.

SHI, J.C. & J.J. VAN ZYL & E.T. ENGMAN (1992): Development of a soil moisture retrieval algorithm for L-band SAR measurements. *IGARSS'92, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Proc. IEEE*, Vol. I.

SHI, J. C. & J. R. WANG & A. HSU & P. E. O'NEILL & E. T. ENGMAN (1995): Estimation of soil moisture and surface roughness parameters using L-Band SAR measurements.

IGARSS'95. International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Florence, Italy, July 10-14, 1995, IEEE Proc., Vol. 1, 507-509.

SHI, J.C. & J.R. WANG & A.Y. HSU & P.E. O'NEILL & E.T. ENGMAN (1997): Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-Band SAR image data. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. 35, No.5, 1254-1266.

SMACCHIA, P. & D. CASARANO & G. DE CAROLIS & F. POSA & T. LE TOAN & J.C. SOUYRIS & N. BOUDIER (1994): On the effect of soil surface roughness on the radar backscatter response to soil moisture. IGARSS'94, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Pasadena, Ca., August 8-12, 1994, Vol. II, 1567-1569.

SOARES, J.V. & R.D. BERNARD & D. VIDAL-MADJAR (1987): Spatial and temporal behaviour of a large agricultural area as observed from airborne C-band scatterometer and thermal infrared radiometer. Int. J. Rem. Sens., Vol. 8, No. 7, 981-996.

SOUYRIS, J.C. & T. LETOAN & N. FLOURY & C.C. HSU & J.A. KONG (1995): Inversion of forest biomass using polarimetric data from SIR-C/X-SAR. IGARSS'95. International Symposium on Retrieval of bio- and geophysical parameters from SAR data for land applications, Toulouse, 10-13 October 1995, 67-78.

STOKES, G. (1852): On the composition and resolution of streams of polarized light from different sources. Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, 1, 140-147.

TAPKENHINRICHS, M. (1996): freundl. mündliche Mitteilung und Datenüberlassung.

THEIS, S. W. & B.J. BLANCHARD & A.J. BLANCHARD (1986a): Utilization of active microwave roughness measurements to improve passive microwave soil moisture estimates over bare fields. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-24, 334-339.

THEIS, S. W. & A.J. BLANCHARD (1986b): The effect of measurement error and confusion from vegetation on passive microwave estimates of soil moisture. IGARSS'86, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vol. II, 847-852.

TOPP, G.C. & J.L. DAVIS & A.P. ANNAN (1980): Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. Water Res. Research, Vol. 16, No. 3, 574-582.

TRIEBFÜRST, B. & C. SCHNEIDER & S. WUNDERLE & H. SAURER & H. GROSSMANN (1996): Compression of spaceborne SAR imagery. ITC Journal, in print.

TROCH, P. A. & M. MANCINI & C. PANICONI & E.F. WOOD (1993): Evaluation of a distributed catchment scale water balance model. Water Res. Research, Vol. 29, No. 6, 1805-1817.

ULABY, F.T. & P.P. BATLIVALA (1976): Optimum radar parameters for mapping soil moisture. IGARSS'76, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-14, No.3, 334-339.

ULABY, F.T. & P.P. BATLIVALA & M.C. DOBSON (1978): Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture. Part I, Bare Soil, IEEE Geosc. Rem. Sen., VOL. GE-16, No. 4, 286-295.

ULABY, F.T. & J.E. BARE (1979): Look direction modulation function of the radar backscattering coefficient of agricultural fields. Photogr. Eng. Rem. Sens., Vol. 45, Nr. 11,

1495-1509.

ULABY, F.T. & R.K. MOORE & A.K. FUNG (1981a): Microwave remote sensing. Vol. 1. Fundamentals and Radiometry. Addison-Wesley. Reading, Mass., U.S.A.

ULABY, F.T. & R.K. MOORE & A.K. FUNG (1981b): Microwave remote sensing. Vol. 2. Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. Addison-Wesley. Reading, Mass., U.S.A.

ULABY, F.T. & C. DOBSON & J. STILES & R.K. MOORE & J. HOLTZMAN (1981c): Evaluation for the soil moisture prediction accuracy of a space radar using simulation techniques. RSL Technical Report 429-1, University of Kansas, Center for Research Inc., Lawrence, Kansas 66045, March 1981

ULABY, F.T. & M.C. DOBSON & J. STILES & R. K. MOORE & J.C. HOLTZMAN (1982a): A simulation study of soil moisture estimation by a space SAR. Phot. Eng., Vol. 48, 6545-6560.

ULABY, F.T. & A. ASLAM & M.C. DOBSON (1982b): Effects of vegetation cover on radar sensitivity of soil moisture. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-20, No. 4, 476-481.

ULABY, F. T. & M.C. DOBSON & D. R. BRUNFELDT (1983): Improvement of moisture estimation accuracy of vegetation-covered soil by combined active/passive microwave remote sensing. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-21, No. 3, 300-307.

ULABY, F.T. & R.K. MOORE & A.K. FUNG (1986): Microwave remote sensing. Vol. 3. From theory to Application. Artech House. Norwood, Ma., USA.

ULABY, F. T. & D.N. HELD & M.C. DOBSON & K. McDONALD & T.B.A. SENIOR (1987): Relating polarization phase difference of SAR signal to scene properties. IEEE Trans Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-25, 83-92.

ULABY, F.T. & K. SARABANDI & McDONALD & M. WHITT & M.C. DOBSON (1988): Michigan Microwave canopy scattering model (MIMICS). University of Michigan Radiation Laboratory Publication 022486-T-1.

ULABY, F.T. & M.C. DOBSON (1989): Handbook of radar scattering statistics for terrain. Radar Scattering Statistics Software and User's Manual. Artech House, Norwood.

ULABY, F.T. & K. SARABANDI & McDONALD & M. WHITT & M.C. DOBSON (1990): Michigan Microwave canopy scattering model. Int. J. Rem. Sen., Vol. 11, No. 7, 1223-1253.

ULABY, F.T. & P. SIQUIERA (1995): Polarimetric Sar soil moisture inversion algorithms. The University of Michigan, Radiation Laboratory, Technical Memorandum 95-12.

VACHAUD, G. & A. PASSERAT DE SILANS & P. BALABANIS & M. VAUCLIN (1985): Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. Soil Sci. Am. J., 49, 822-828.

VAN ZYL, J.J. & H.A. ZEBKER & C. ELACHI (1987): Imaging radar polarization signatures: Theory and Observation. Radio Science, 22, No. 4, 529-543.

- VAN ZYL, J.J. (1990): Calibration of polarimetric radar images using only image parameters and trihedral corner reflector responses. *IEEE Tran. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-28, 337-348.
- VAN ZYL, J.J. & J.C. SHI & J.V. SOARES & E.T. ENGMAN (1992): Interference of soil moisture from imaging radar data. *Microwave signatures*. 92.
- VOGT, J.V. & M.M. VERSTRETE (1994): Analysing spatio-temporal characteristics of surface parameters from NOAA AVHRR data. *IGARSS'94. International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Pasadena, Ca., August 8-12, 1994, Vol. IV, 2097-2100.
- WACKERNAGEL, H. (1995): *Multivariate Geostatistics*. Springer, Heidelberg. 256 S.
- WANG, J.R. & T.J. SCHMUGGE (1980): An empirical model for the complex dielectric permittivity of soil as a function of water content. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Ge-18, 288-295.
- WANG, J.R. & J.C. SHIUE & T.J. SCHMUGGE & E.T. ENGMAN & T. MO & R.W. LAWRENCE (1985): Microwave backscatter and emission observed from shuttle imaging radar B and an airborne 1.4 GHz radiometer. *IGARSS'85, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Amherst, Ma, Vol. 2, 607-612.
- WANG, J.R. & E.T. ENGMAN & J.C. SHIUE & M. RUSEK & C. STEINMEIER (1986): The SIR-B observations of microwave backscatter dependence on soil moisture, surface roughness and vegetation covers. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. GE-24, No. 4, 510-516.
- WANG, J.R. (1987): Microwave emission from smooth bare fields and soil moisture sampling depth. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen.*, Vol. Ge-25, No. 5, 616-622.
- WANG, J.R. & J.C. SHIUE & T.J. SCHMUGGE & E.T. ENGMAN (1989): The Soil Moisture Variations of Two Small Watersheds in Konza Prairie as Estimated from the L-Band Radiometric Measurements. *Remote Sensing of Environment*, 27, 305-312.
- WANG, J.R. & A. HSU & J.C. SHI & P. O'NEILL & E.T. ENGMAN (1997): A comparison for soil moisture retrieval models using SIR-C measurements over the Little Washita River Watershed. *Rem. Sen. Env.*, Vol. 59, No. 2, 308-320.
- WEGEHENKEL, M. (1995): Modellierung des Wasserhaushalts von landwirtschaftlichen Nutzflächen mit unterschiedlich komplexen Modellansätzen. *DGM*, 39, H2, 58-68.
- WEGEHENKEL, M. (1997): SVAT-Modellierung auf GIS-Basis am Beispiel der Agrarlandschaft Chorin. *Arch. für Nat.-Lands.*, Vol. 36, 149-164.
- WEIMANN, A. (1996): Bestimmung der Bodenfeuchte mittels aktiver Mikrowellensonden. Deutsche Forschungsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Institut für Weltraumsensorik, Berlin, Forschungsbericht 96-38.
- WEVER, & J. HENKEL (1994): Soil moisture retrieval in the Oberpfaffenhofen test site using MAC Europe airsar data. *MAC-Europe '91, Final Results Workshop*, 4-6 October, Lenggries, Germany. *ESA-WPP-88*, 120-124.



WEVER, T. & J. HENKEL (1995): Assessment of MAC-Europe AIRSAR data for soil moisture retrieval. MAC-Europe '91, Final Results Workshop, 4-6 October 1994, Lenggries, Germany. ESA-WPP-88, 83-88.

WILHEIT, T.T. (1978): Radiative transfer in a plane stratified dielectric. IEEE Trans. Geosc. Electr., Vol. Ge-16, 138-143.

WOBSCHELL, D. (1977): A theory of the complex dielectric permittivity of soil containing water: the semi-disperse model. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-15, No. 1, 49-58.

WOOD, E.F. & M. SIVAPLAN & K. BEVEN & I. BAND (1988): Effects of spatial variability and scale with implication to hydrologic modeling. J. Hydrol., 102, 29-47.

WOOD, E.F. (1994): Scaling, Soil Moisture and Evapotranspiration in Runoff Models. Advances in Water Resources, 1994, V17, N1-2, P25-34.

WOOD, E.F. (1995): Scaling behavior of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote sensing data. Hydrol. Processes, Vol. 9, 331-346.

ZEBKER, H.A. & Y. LOU (1990): Phase calibration of imaging radar polarimeter stokes matrices. IEEE Trans. Geosc. Rem. Sen., Vol. Ge-28, 246-252.

ZINK, M. (1992): mündl. Mitteilung.

ZRIBI, M. & O. TACONET & S. LE HEGARAT-MASCLE & D. VIDAL-MADJAR & C. EMBLANCH & C. LOUMAGNE & M. NORMAND (1996): Backscattering over bare soils: Measurements and simulations using Sir-C/X-Sar and Erasme 1994 data over Orgeval. IGARSS'96, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, May 27-31, 1996, Lincoln, Ne., USA, Vol. 2, 1067-1069.

ZRIBI, M. & O. TACONET & S. LE HEGARAT-MASCLE & D. VIDAL-MADJAR & C. EMBLANCH & C. LOUMAGNE & M. NORMAND (1997): Backscattering behavior of simulation comparison over bare soils using SIR-C/X-SAR and ERASME data over Orgeval. Rem. Sens. Env., 59, 256-266.