

ifz
raumberg
gumpenstein

Lehr- und Forschungszentrum
Landwirtschaft
www.raumberg-gumpenstein.at

Abschlussbericht

ThermVeg

Projekt Nr. 100363

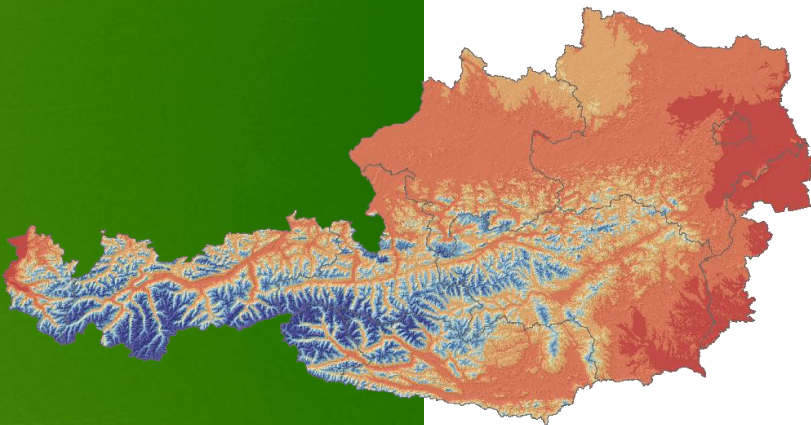
Räumliche Modellierung der thermischen Vegetationsperiode für Österreich

Spatial Modelling of Thermal
Growing Season for Austria

Projektleitung:

Mag. Andreas Schaumberger, MSc

LFZ Raumberg-Gumpenstein



www.raumberg-gumpenstein.at



lebensministerium.at

Impressum

Herausgeber

Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft
Raumberg-Gumpenstein, A-8952 Irdning
des Bundesministeriums für Land- und
Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Direktor

Prof. Mag. Dr. Albert SONNLEITNER

Leiter für Forschung und Innovation

Mag. Dr. Anton HAUSLEITNER

Für den Inhalt verantwortlich

die Autoren

Druck, Verlag und © 2011

Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft
Raumberg-Gumpenstein, A-8952 Irdning

Dieses Forschungsprojekt wurde vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft finanziert.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	3
1 Einleitung und Problemstellung.....	4
2 Datenaufbereitung und Systemumgebung.....	5
2.1 Aufbereitung von Wetterdaten.....	5
2.2 Georeferenzierung von Wetterdaten.....	5
2.3 Systemumgebung.....	5
3 Räumliche Modellierung der Temperatur.....	6
3.1 Implementierung eines Zweischichtmodells.....	7
3.2 Modell des Zusammenhangs von Topographie und Temperatur.....	13
4 Modellierung der thermischen Vegetationsperiode.....	17
4.1 Räumliche Implementierung der Standardmethode.....	17
4.2 Räumliche Implementierung einer Teil-Kern-Perioden-Methode.....	18
4.3 Räumliche Implementierung eines Ansatzes der Kriterienkombination.....	21
5 Ergebnisse und Diskussion.....	23
5.1 Evaluierung und Validierung der Temperatur.....	23
5.1.1 Kreuzvalidierung der Temperaturinterpolation.....	23
5.1.2 Validierung mit unabhängigen Temperaturbeobachtungen.....	25
5.1.3 Evaluierung des Zweischichtmodells.....	27
5.1.4 Evaluierung des Temperaturkorrekturwertes.....	29
5.2 Evaluierung der thermische Vegetationsperiode.....	31
5.2.1 Vegetationsbeginn.....	32
5.2.2 Vegetationsende.....	38
5.2.3 Vegetationsdauer.....	42
5.2.4 Langjähriger Verlauf der Vegetationsperiode.....	44
6 Zusammenfassung und Ausblick.....	49
7 Literaturverzeichnis.....	52

1 Einleitung und Problemstellung

Die Vegetationsperiode wird von klimatischen Einflüssen geprägt und ist sowohl für Bewirtschaftungsmaßnahmen als auch für die Biomasseentwicklung landwirtschaftlicher Kulturen entscheidend. Insbesondere im Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel wird immer wieder eine Verschiebung von Vegetationsbeginn und Vegetationsende infolge der Klimaerwärmung diskutiert. Für die entsprechenden klimatologischen Untersuchungen eignen sich Methoden zur Berechnung der thermischen Vegetationsperiode, da die Problemstellung auf den Temperaturzusammenhang reduziert und damit stark vereinfacht wird; eine wichtige Voraussetzung für die räumliche Implementierung. Dazu wird ein Geographisches Informationssystem (GIS) genutzt, das eine flächendeckende, kontinuierliche Berechnung unterstützt. Bei der Verarbeitung in einer Auflösung von 250 Metern für lange Zeiträume und ganz Österreich kommt einer möglichst einfachen und performanten Applikation höchste Priorität zu. Auf komplexe Modellansätze muss aus diesem Grund weitgehend verzichtet werden.

Über die vereinfachte klimatologische Bestimmung der Vegetationsperiode hinaus kann die konkrete Auswirkung thermischer Bedingungen auf die Pflanzengesellschaft durch phänologische Modelle beschrieben werden. Diese sind Gegenstand vieler Forschungsarbeiten. Dabei wird nicht nur die Temperatur als Prädiktor herangezogen, sondern eine Vielzahl von Einflussfaktoren untersucht. Die Wasserversorgung ist beispielsweise für ein produktives Wachstum besonders wichtig, vor allem in Perioden mit hohen Temperaturen. In manchen phänologischen Modellen wird deshalb der Niederschlag oder auch das Dampfdruckdefizit (vgl. Jolly *et al.*, 2005) als Prädiktor herangezogen, vor allem in Ländern, in denen die Wasserversorgung oft problematisch ist (Peñuelas *et al.*, 2004). Smit *et al.* (2008) zeigen, dass die Produktivität des europäischen Grünlandes zu einem großen Teil durch den Jahresniederschlag erklärt wird. Auch die Nordatlantikoszillation (NAO) hat einen starken Einfluss auf saisonale Schwankungen der phänologischen Entwicklung (Menzel, 2003). Die Schneebedeckung spielt für die Länge der Vegetationsperiode natürlich eine besonders große Rolle (Baptist und Choler, 2008). Insbesondere betrifft dies die Kulturart Grünland, die hauptsächlich im Übergang vom Flachland zum Bergland und in den alpinen Lagen dominiert. Eine herausragende Stellung nimmt die Photoperiode ein, die mit zunehmender geographischer Breite immer wichtiger wird. Der Photoperiodismus verhindert, dass Pflanzen während der kalten Jahreszeit bei höheren Temperaturen auszutreiben beginnen und sich damit einem hohen Frostrisiko aussetzen. Die Relevanz für die phänologischen Phasen in Regionen mit ausgeprägtem Jahreszeitenwechsel liegt damit auf der Hand (vgl. White *et al.*, 1997).

Die meisten Modelle jedoch verwenden als Parameter ausschließlich die Temperatur (Menzel, 2007); sie erklärt zum größten Teil die Entwicklungsraten und damit die temporale Variabilität phänologischer Phasen in unseren Breiten. Diese durch viele wissenschaftliche Arbeiten belegte Annahme ist auch die Grundlage für die Bearbeitung im vorliegenden Projekt.

Ziel ist nicht die Entwicklung eines phänologischen Modells, sondern die möglichst optimale Abgrenzung der Vegetationsperiode mittels Temperaturschwellwerten und deren Kombination. Die Reduzierung der Modellanforderungen auf die Temperatur erleichtert die Anwendung in unterschiedlichsten Bereichen. Die Ergebnisse sollen sich vor allem für Trendanalyse langjähriger Entwicklungen in beliebigen Regionen Österreichs eignen. Ebenso soll eine Verwendung von hochauflösenden Klimamodelldaten möglich sein, ohne auf zusätzliche Modellparameter angewiesen zu sein. Gerade eine Abschätzung zukünftiger Entwicklungen ist im Sinne einer Anpassung der Landwirtschaft an den Klimawandel von größter Bedeutung, da die Veränderungen der Vegetationsperiode massiven Einfluss auf Bewirtschaftung, Kulturarten, Schädlings- und Nützunglingspopulationen sowie und auf die Erträge hat.

2 Datenaufbereitung und Systemumgebung

2.1 Aufbereitung von Wetterdaten

Ein Schwerpunkt der notwendigen Vorarbeiten war die Aufbereitung von meteorologischen Daten. Diese sind die Grundlage sowohl für die räumlichen Modelle als auch für die standortbasierten Berechnungen. Dazu wurden die Wetterdaten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) mit Hilfe der in C#.net implementierten Automatisierungsprozesse in die entsprechenden Datenbankformate und Maßeinheiten gebracht. Diese Aufbereitung erfolgte für sämtliche Stationen Österreichs und für den gesamten Untersuchungszeitraum 1990 bis 2009.

2.2 Georeferenzierung von Wetterdaten

Als Geographisches Bezugssystem wird für sämtliche Geodaten die Lambert-Projektion verwendet (Lambert Conformal Conic). Mit dieser winkeltreuen Schnittkegelprojektion wird eine für ganz Österreich vertretbare Verzerrung erreicht und deshalb grundsätzlich bei der Betrachtung des gesamten Bundesgebietes verwendet. Alle Oberflächenraster, die von den georeferenzierten Wetterstationen abgeleitet werden, beziehen sich stets auf dieses Raumbezugssystem. Zum Zweck der Standardisierung gilt dies auch dann, wenn nur Teile Österreichs untersucht werden und eine andere Projektion bessere Abbildungsergebnisse liefern würde.

2.3 Systemumgebung

Eine leistungsfähige Hardware ist die Voraussetzung für die Durchführung aufwendiger Rechenprozeduren. Der Entwicklungsrechner ist mit einem leistungsfähigen Prozessor, ausreichendem Arbeitsspeicher und einem Storage-System ausgestattet. Zum Datenbankserver mit ähnlicher Systemkonfiguration besteht eine direkte Verbindung, die auf den Schreib- und Lesezugriff großer Datenmengen ausgerichtet ist. Beide Rechner laufen mit dem Betriebssystem Microsoft Windows Server 2003.

Die Implementierung erfolgt mit der objektorientierten Programmiersprache Visual C# im .NET-Framework. Als Entwicklungsumgebung kommt Microsoft Visual Studio zum Einsatz. Als GIS-Software wird ESRI ArcGIS genutzt, wobei hier die Verwendung der Programm-bibliothek ArcObjects eine zentrale Rolle spielt und zur Implementierung von GIS-Funktionalität in die Algorithmen eingebunden wird. Die weitgehende Loslösung von der ArcGIS-Oberfläche bringt bei den vielen sehr rechenintensiven Prozeduren einen signifikanten Performancegewinn. Die Datenhaltung der Inputdaten erfolgt in den im Zuge des Projektverlaufes erstellten Datenbanken. Für den schreibenden und lesenden Zugriff der GIS-Algorithmen wurden hauptsächlich File-Geodatabases verwendet, da hier sowohl Vektor- als auch Rasterdaten in einer gemeinsamen Datenstruktur gehalten werden können. Die Speicherung von Zwischenergebnissen wird filebasiert vorgenommen, wobei die programmierten Methoden nach Möglichkeit die Zwischenergebnisse temporär in den Speicher legen und so auf die Daten für die weiteren Bearbeitungsschritte mit hoher Lesegeschwindigkeit zugegriffen werden kann. Diese Vorgehensweise ist in vielen Fällen zwingend notwendig, da dies einerseits die Performance deutlich erhöht und andererseits die physische Ablage großer Datenmengen verhindert.

3 Räumliche Modellierung der Temperatur

Ausgehend von der Datengrundlage, die im Fall der Wetterstationen diskrete Objekte darstellen, sind die weiteren Basisdaten sowie alle daraus entwickelten Ergebnisse kontinuierliche Oberflächen. Das adäquate Datenmodell im GIS zur Repräsentation derartiger Inhalte stellt das Rasterdatenmodell dar. Es bietet die Möglichkeit, ein Untersuchungsgebiet in meist quadratische Einheiten, gleich einer Matrix mit Spalten und Zeilen, zu teilen und jeder Zelle einen Wert zuzuweisen.

Für die Interpolation der Temperatur wird deren enger Zusammenhang mit der Höhe genutzt (vgl. Schaumberger, 2005). Die Anwendung der Höhenabhängigkeit in einer kontinuierlichen Oberfläche wird durch die Einbindung eines Digitalen Höhenmodells (DHM) ermöglicht. Zu diesem Zweck reicht eine Auflösung mit 250 Meter aus, da meteorologische Daten in der Regel kein dichtes Messstellennetz aufweisen. Die Basisdaten dafür stammen vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) und wurden durch Resampling aus einem 50-Meter-Modell gerechnet. Als Methode wird dazu die bilineare Interpolation verwendet, welche für kontinuierliche Daten mit beabsichtigter Glättung gut geeignet ist. Dabei wird der Durchschnittswert der nächstliegenden Zellwerte mit Distanzgewichtung in den Wert der neuen Zelle überführt (Bartelme, 2000, 153f). Im nächsten Abschnitt werden Methoden vorgestellt, die sich mit einer möglichst optimalen räumlichen Abbildung der täglichen Temperaturwerte beschäftigen. Diese kontinuierlichen Oberflächen auf Tagesbasis stellen die Grundlage für alle weiteren Berechnungen der thermischen Vegetationsperiode dar.

Die Temperatur und darauf aufbauende Methoden der Akkumulation sind für sämtliche Analysen im Zusammenhang mit der thermischen bzw. klimatologischen Vegetationsperiode von entscheidender Bedeutung. Eine möglichst gute räumliche Repräsentation dieses Parameters ist für die Qualität der daraus abgeleiteten Ergebniskarten von größter Wichtigkeit. Im Projekt wurde der Temperaturinterpolation daher besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Neben der Tagesmitteltemperatur wurde auch die Tagesminimumtemperatur für den Zeitraum 1990 bis 2009 auf Tagesbasis errechnet. In beiden Fällen wurde ein Ansatz verwendet, der eine getrennte Berücksichtigung von Berg- und Flachland ermöglicht. Dies ist insbesondere bei der in den Wintermonaten auftretenden Inversion eine deutliche Verbesserung gegenüber einer einfachen Interpolation ohne Gebietsauftrennung.

Die geostatistische Interpolation unter Einbeziehung zusätzlicher Information, in diesem Fall der Seehöhe, erfährt in der Literatur eine besondere Aufmerksamkeit. Goovaerts (2000) beschreibt drei multivariate geostatistische Algorithmen für die räumliche Schätzung von Niederschlag unter Einbeziehung eines DHM, die aber ebenso auf die Temperatur anwendbar sind. Eine ausführliche methodische Auseinandersetzung zu diesem Thema findet sich in Goovaerts (1997). Eine dieser beschriebenen Methoden wird als „simple kriging with varying local means“ bezeichnet und ist für die vorliegende Arbeit relevant. Die auch als Georegression bezeichnete Methode wird von Blöschl und Merz (2002) ebenfalls für die Niederschlagsinterpolation mit Höhenabhängigkeit angewendet.

Im ersten Schritt wird die Regression der zu interpolierenden Größe (Temperatur) mit einer Zusatzvariablen (Seehöhe) aufgestellt. Die Regressionsgleichung liefert die Werte für alle Positionen der Zusatzinformation (DHM für die Seehöhe). Anschließend werden die Residuen, welche an den Messpunkten durch die Differenz zwischen Regressions- und Messwert bestimmt sind, geostatistisch mittels Kriging interpoliert und hinzugezählt. Die Methode wird in einer Arbeit von Li *et al.* (2003a) als *Elevationally Detrended Ordinary Kriging* bezeichnet und setzt sich explizit mit der räumlichen Repräsentation der Referenz-Evapotranspiration auseinander. Li *et al.* (2003b) haben dazu eine eigene Implementierung als Erweiterung zu

ArcGIS vorgenommen. Eine ausführliche Beschreibung der Georegression findet sich in einer Arbeit von Clark und Clausen (1981). Im Rahmen von COST 719 „The use of geographical information systems in climatology and meteorology“ wurde von Tveito *et al.* (2006) die Methode als *Residual Kriging* oder *Detrended Kriging* beschrieben. Im vorliegenden Projekt wird gemäß der in der Literatur angegebenen Methodik ein in den Monaten der Vegetationsperiode starker linearer Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe genutzt.

3.1 Implementierung eines Zweischichtmodells

Die an sich ausgeprägte Höhenabhängigkeit der Temperatur wird vor allem in den Herbst- und Frühjahrsmonaten durch das Auftreten von Inversionen gestört (Ahrens, 2007). Bei den in Tälern bzw. Kesseln auftretenden Kaltluftseen erfolgt eine Entkoppelung der Luft der freien Troposphäre und der bodennahen Grenzschicht, wobei die bodennahe Luftmasse deutlich kälter sein kann. Der Temperaturgradient im Bereich von +1 bis +6 Kelvin pro 100 Meter verhält sich damit anders als in den Luftschichten oberhalb des Kaltluftsees (Häckel, 2005). Bei der Bestimmung der Vegetationsperiode sind jedoch gerade jene Monate von besonderem Interesse und sollten diesen Sachverhalt berücksichtigen. Das diffizile Verhalten der Luftschichten ist modellhaft kaum abzubilden und die Erstellung von unterschiedlichen Regressionsgleichungen, welche die topographische Ausprägung (beispielsweise für Berg- und Talgebiet) an den jeweiligen Wetterstationen berücksichtigt, eine Möglichkeit, Inversionen bei der Temperaturinterpolation implizit zu berücksichtigen (vgl. Lhotellier, 2007).

Zur Klassifizierung von Stationen für Tal- bzw. Berglagen wurde mittels Nachbarschaftsanalyse aus dem DHM das Höhenminimum für jede Rasterzelle der umgebenden Zellen in einem Radius von zwei Kilometern ermittelt. Durch Differenzbildung mit dem DHM und einer binären Klassifizierung unter Verwendung der Klassengrenze von 250 Metern werden Tal- und Berggebiete bestimmt und den jeweiligen Stationen zugeordnet. Dabei werden die relativen Höhenunterschiede und nicht die absolute Seehöhe für die Klassifizierung des jeweiligen Gebietes herangezogen. Anschließend erfolgte eine manuelle Korrektur bei der Zuordnung von Berg- und Talstationen auf Basis der Stationsbeschreibung (vgl. *Abbildung 1*).

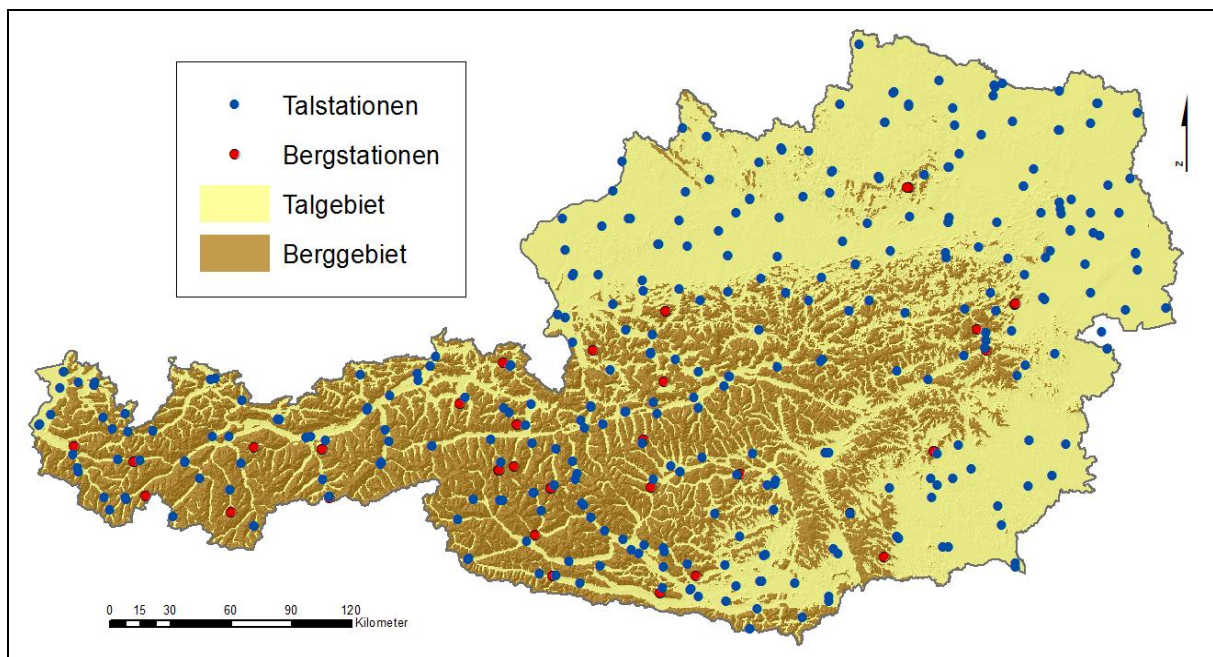


Abbildung 1: Abgrenzung von Tal- und Berggebiet auf Basis relativer Höhenunterschiede sowie die geographische Verteilung von Tal- und Bergwetterstationen der ZAMG

Die Höhenabhängigkeit ist durch die Inversionsproblematik im Flachland bzw. in den Tälern anders ausgeprägt, als dies im Bergland der Fall ist. In *Abbildung 2* werden die Regressionen der zwei unterschiedlichen Datenbestände in den Monaten Jänner bis April und September bis Dezember am Beispiel der monatlichen Mittelwerte für die Dekade 1990 dargestellt. In den Berglagen ist die Höhenabhängigkeit stark ausgeprägt, vermindert sich jedoch in den Tallagen besonders in den Wintermonaten.

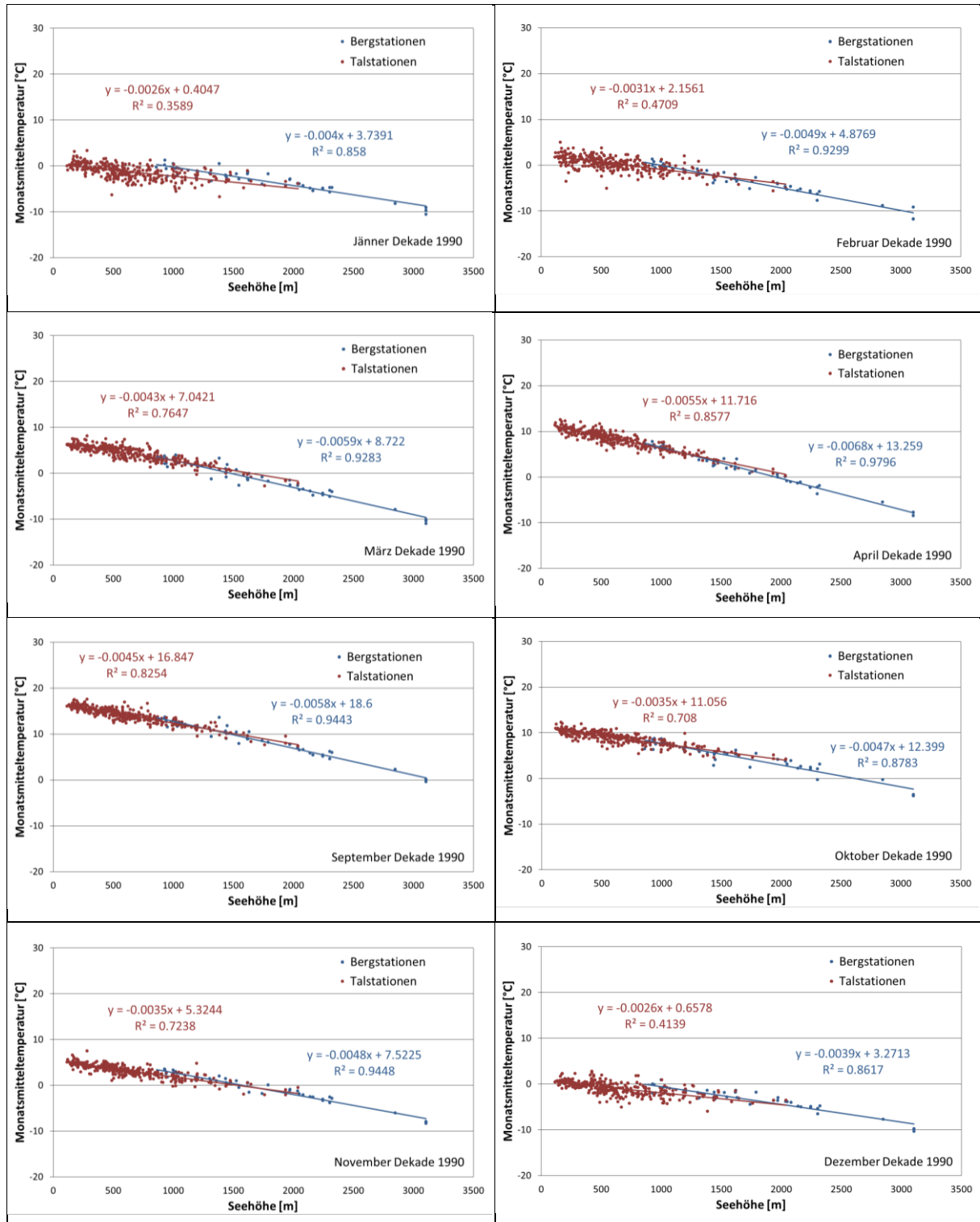


Abbildung 2: Höhenabhängigkeit der Temperatur in monatlichen Dekadenmittelwerten (1991 – 2000) von Tal- und Bergstationen in den für die Bestimmung der Vegetationsperiode relevanten Monaten

Die Interpolation wird für das Flachland und das Berggebiet getrennt durchgeführt. Als Stützstellen fungieren die dem Berggebiet zugeordneten Bergstationen, die Oberfläche bildet das in *Abbildung 1* dargestellte und mittels Nachbarschaftsanalyse abgegrenzte Berggebiet. Für das Flachland bzw. Talgebiet verhält es sich gleich, Interpolationsstützstellen und Berechnungsgebiet bilden die Talstationen bzw. die als Talgebiet abgegrenzte Oberfläche. Die Berechnung gestaltet sich bei einem Zweischichtmodell wesentlich komplizierter als bei der Verwendung eines Einschichtmodells, da die zwei Gebiete getrennt gerechnet und dann zu einem Ergebnis wieder zusammengeführt werden müssen.

Der in den einzelnen Monaten der Vegetationsperiode und in den Berechnungsgebieten (Berg und Tal) verschieden starke Zusammenhang zwischen Temperatur und Seehöhe wird für die Anwendung der Georegression genutzt. Mit den Gleichungen

$$\hat{T}_{mT} = a_{mT} \cdot z_T + b_{mT} \quad (3.1-1)$$

$$\hat{T}_{mB} = a_{mB} \cdot z_B + b_{mB} \quad (3.1-2)$$

werden die Koeffizienten a_m und b_m der Regressionsgeraden mit der Tagesmitteltemperatur T [°C] als abhängige sowie der Seehöhe z [m] an der Wetterstation als unabhängige Variable aus den Beobachtungsdaten eines gesamten Monats m berechnet. Die Indizes T und B beziehen sich auf die unterschiedlichen Berechnungsgebiete (Tal- und Berggebiet). Die Residuen e [mm] als Differenz zwischen der jeweiligen Tagesmitteltemperatur eines Tages i und den Werten der Monate m , wobei die Tage i innerhalb des aktuell zu berechnenden Monats liegen ($i \in m$), werden in der Form

$$e_{iT} = T_{iT} - \hat{T}_{mT} \quad (3.1-3)$$

$$e_{iB} = T_{iB} - \hat{T}_{mB} \quad (3.1-4)$$

errechnet. Die als Residuen verbleibenden Wertedifferenzen können nicht durch die Seehöhe erklärt werden, zeigen jedoch einen Zusammenhang mit der räumlichen Verteilung, welcher geostatistisch genutzt werden kann.

Der Grund für die Ermittlung der Höhenabhängigkeit aus Monatsdaten liegt darin, dass besondere Wettersituationen an bestimmten Tagen möglicherweise nur einen schwachen Zusammenhang von Temperatur und Höhe erkennen lassen. Der Trend in der Werteverteilung eines einzelnen Tages kann daher nicht auf einen aussagekräftigen Höhengradienten zurückgeführt werden, vielmehr sind es andere, nicht höhenabhängige Einflüsse, welche durch die geostatistische Interpolation der Residuen ihre Berücksichtigung finden.

Das Ziel der Anwendung eines Zweischichtmodells ist die Optimierung der nach der Abspaltung des höhenabhängigen Anteils an den Temperaturwerten verbleibenden Residuen. In *Tabelle 1* werden die Monatsmittelwerte der Residuen im Vergleich zwischen Ein- und Zweischichtmodell dargestellt. Sowohl bei den Mittelwerten als auch bei den Varianzen zeigt sich die verbesserte Approximation bei der Verwendung von zwei Regressionsfunktionen.

Bei den Bergstationen ist die Verbesserung zwar ausgeprägter, als bei den Talstationen, aber dennoch deutlich zu erkennen. Die Trennung in Tal- und Berggebiet bringt demnach in beiden Bereichen und für sämtliche Monate eine Optimierung; die Regressionsgeraden fügen sich in die unterschiedlichen Wertebereiche von Tal- und Bergstationen besser ein, als bei der Verwendung eines einheitlichen Datensatzes und nur einer Regressionsfunktion. Daraus kann geschlossen werden, dass die Anwendung und Anpassung der Georegression auf zwei verschiedene Oberflächen zu optimaleren Interpolationsergebnissen führt.

Tabelle 1: Monatsmittelwerte der Residuen aus den Dekadenmittelwerten 1991 bis 2000 im Vergleich zwischen Ein- und Zweischichtmodell

Dekade 1990	Mittelwert der Residuen				Varianz der Residuen			
	Einschichtmodell		Zweischichtmodell		Einschichtmodell		Zweischichtmodell	
	Talstationen	Bergstationen	Talstationen	Bergstationen	Talstationen	Bergstationen	Talstationen	Bergstationen
Jänner	-0.0810847760	0.6819437601	0.0000000002	0.0000000008	4.544562722	5.412738701	4.541390061	4.507768279
Februar	-0.0047311736	0.0397903871	0.0000000002	0.0000000002	4.785343987	5.568070987	4.759389058	4.841379392
März	0.0395268341	-0.3324308105	0.0000000004	-0.0000000009	3.363708375	4.215606135	3.304878274	3.88040873
April	0.0240096085	-0.2019269534	0.0000000011	-0.0000000003	6.657230659	7.653285723	6.624336768	7.386328388
Mai	0.0276260613	-0.2323422590	-0.0000000002	0.0000000002	3.034197294	3.612042362	2.995149295	3.319591109
Juni	0.0150515591	-0.1265874727	-0.0000000001	0.0000000000	2.310605001	2.720494348	2.293183793	2.550275796
Juli	0.0014166438	-0.0119143414	-0.0000000003	0.0000000001	2.230712233	2.923206285	2.21801055	2.647631005
August	-0.0209271671	0.1760028372	-0.0000000006	-0.0000000012	3.318909608	4.389825401	3.316771922	4.098088504
September	0.0119558981	-0.1005521665	0.0000000003	0.0000000006	1.960944046	2.908166381	1.937111	2.585699849
Oktober	0.0300703024	-0.2528989557	-0.0000000001	-0.0000000017	7.437066316	6.834388873	7.401459631	6.622148472
November	-0.0218637623	0.1838798428	-0.0000000002	-0.0000000010	7.612094672	8.085809908	7.607285508	7.641824251
Dezember	-0.0477432451	0.4015329304	-0.0000000004	0.0000000000	5.251303471	6.177388505	5.25121975	5.591761867
Gesamt	-0.0022244347	0.0187080665	0.0000000000	-0.0000000003	4.3755565320	5.0417519676	4.3541821341	4.6394088034

Die täglichen Residuen werden daher mittels Ordinary Kriging zu einer kontinuierlichen Oberfläche $Raster(e_i)$ interpoliert. Aus dem höhenabhängigen Anteil der Temperatur wird unter Verwendung der in 3.1-1 und 3.1-2 ermittelten Koeffizienten a_m und b_m und mit den Seehöhen z [m] des Digitalen Höhenmodells DEM des jeweiligen Berechnungsgebietes in der Form

$$Raster(T_{mT}) = a_{mT} \cdot z_{DEM(T)} + b_{mT} \quad (3.1-5)$$

$$Raster(T_{mB}) = a_{mB} \cdot z_{DEM(B)} + b_{mB} \quad (3.1-6)$$

ebenfalls eine kontinuierliche Oberfläche $Raster(T_m)$ für den Monat m erzeugt. Für die Berechnung einer täglichen Temperaturoberfläche werden die täglichen Residuen zum monatlich ermittelten, höhenabhängigen Anteil addiert:

$$Raster(T_{iT}) = Raster(T_{mT}) + Raster(e_{iT}) \quad (3.1-7)$$

$$Raster(T_{iB}) = Raster(T_{mB}) + Raster(e_{iB}) \quad (3.1-8)$$

Die Gestaltung des Übergangs zwischen den Gebietsgrenzen spielt dabei eine wichtige Rolle, da hier eine entsprechende Glättung notwendig ist. Dazu wurden um das jeweilig abgegrenzte Gebiet Ringe (R_T bzw. R_B), mit einer Rasterzellenbreite (250 Meter) gezogen. Diese Ringraster enthalten in den Zellen des Rings den Wert 1, alle anderen Zellen des Untersuchungsgebietes nehmen den Wert 2 an. In einem weiteren Raster werden die beiden Ringraster zu einem Datensatz vereinigt (R_{TB}), welcher in der Breite der beiden Ringe (zwei Rasterzellen mit insgesamt 500 Meter), also im Überlappungsbereich zwischen Tal- und Berggraster, mit dem Wert 3 und alle anderen Zellen des Untersuchungsgebietes mit dem Wert 2 klassifiziert werden. Die Kombination der einzelnen Raster zu einem Gesamtergebnis ist dann wie folgt definiert:

$$Raster(T_i) = \frac{Raster(R_T) \cdot Raster(T_{iT}) + Raster(R_B) \cdot Raster(e_{iB})}{Raster(R_{TB})} \quad (3.1-9)$$

Vor der Addition der Taltemperaturoberfläche $Raster(T_{iT})$ mit der Bergtemperaturoberfläche $Raster(T_{iB})$ werden beide Raster mit dem jeweiligen Ringraster $Raster(R_T)$ und $Raster(R_B)$ multipliziert. Dadurch entsteht ein Gesamtraster, der in allen Zellen die zweifache Temperatur aufweist und lediglich in den Ringbereichen den einfachen Temperaturwert enthält. Durch die Addition entsteht im Ring des Berggebietes, das um eine Zellenbreite in das Talgebiet hineinragt, ein Temperaturwert, welcher aus 2 Teilen Taltemperatur und einem Teil Bergtemperatur besteht. Im Ring des Talgebietes verhält es sich genau umgekehrt. Durch die Division mit dem $Raster(R_{TB})$ werden sämtliche Temperaturwerte des Untersuchungsgebietes wieder auf

ihre Originalwerte gebracht, wobei in den Zellen des Rings ein gewichteter Mittelwert entsteht, der zu einem Teil das jeweils gegensätzliche Berechnungsgebiet einbezieht.

Die Unterschiede zwischen Ein- und Zweischichtmodell sind im Wesentlichen dadurch gekennzeichnet, dass im Bereich der Inversionsschicht eine geringfügig höhere Temperatur bei der Verwendung des Zweischichtmodells errechnet wird. In den Talböden und auch im Flachland selbst gibt es kaum Temperaturunterschiede. In den mittleren Lagen über der Inversionsschicht liegen die Temperaturen über jenen aus dem Einschichtmodell, da die Regressionsfunktion des Berggebietes etwas steiler ist (vgl. *Abbildung 2*). Die Ergebnisse beider Methoden sind in der *Abbildung 3* und *Abbildung 4* dargestellt.

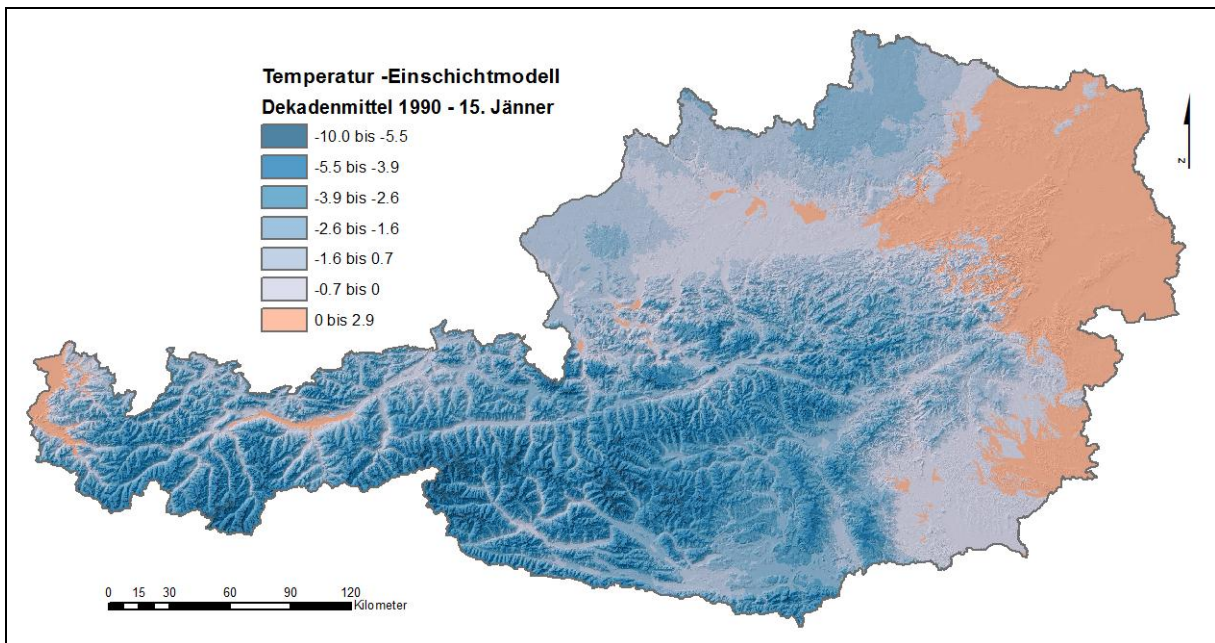


Abbildung 3: Temperaturinterpolation im Dekadenmittel am 15. Jänner mit einem Einschichtmodell

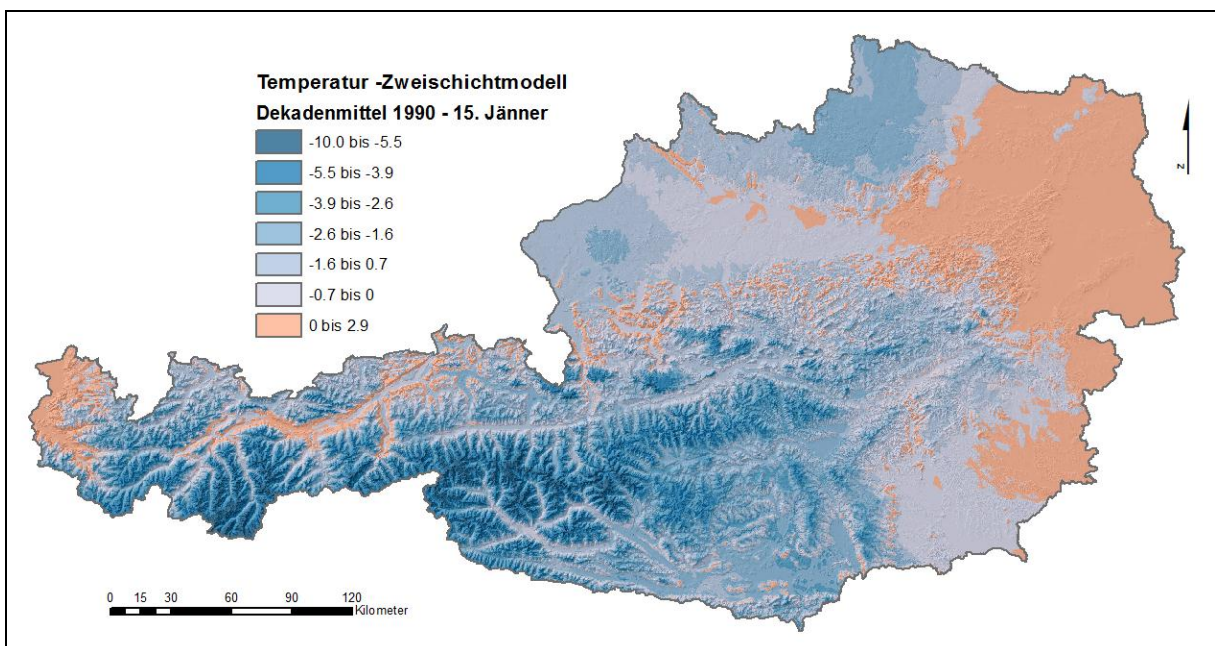


Abbildung 4: Temperaturinterpolation im Dekadenmittel am 15. Jänner mit einem Zweischichtmodell

Um die Differenzen zwischen Ein- und Zweischichtmodell besser beurteilen zu können, wurde ein Differenzrasterdatensatz zu den Abbildungen 12 und 13 erstellt. Wie die Darstellung in *Abbildung 5* zeigt, sind die Abweichungen in den Talregionen und im Flachland sehr gering, im Übergang zwischen Tal und Berggebiet (Inversionsschicht) bzw. in den mittleren Lagen deutlich stärker ausgeprägt – die Konsequenz unterschiedlicher Regressionsfunktionen.

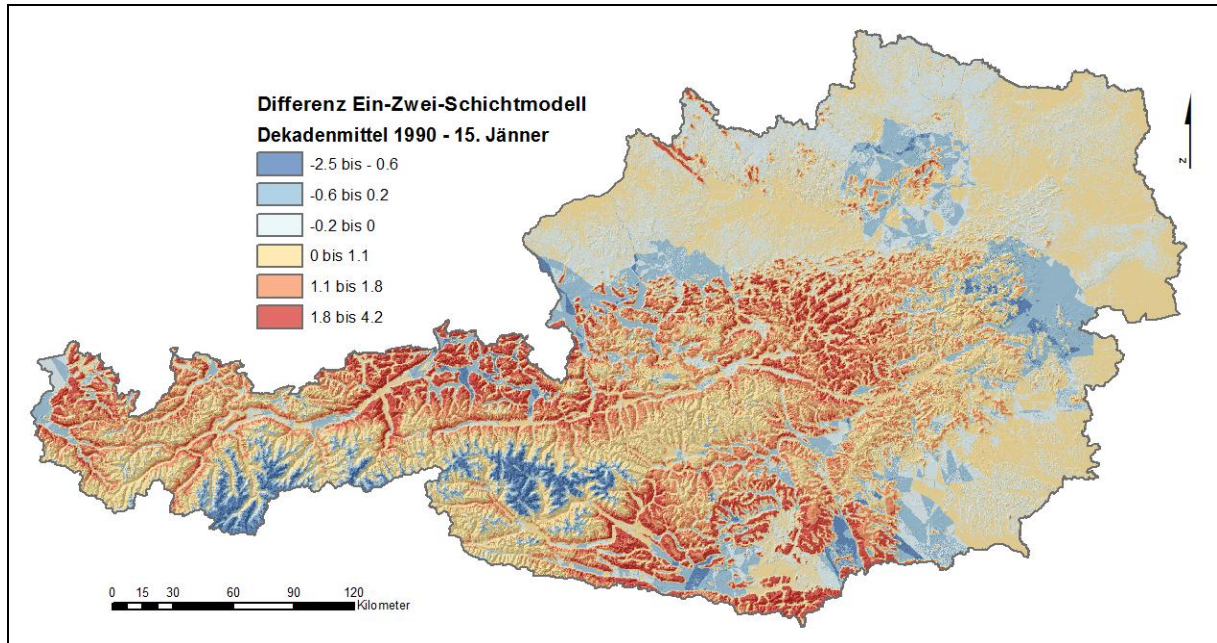


Abbildung 5: Differenz zwischen Ein- und Zweischichtmodell am Beispiel der Dekadenmittelwerte 1991 bis 2000 vom 15. Jänner

Die höhenabhängige Interpolation der Temperatur ist stark vom verwendeten 250-Meter-DHM abhängig. Die Temperaturinformation in den interpolierten Daten ist damit von abrupten Änderungen betroffen, die sich in der Realität so nicht wiederfinden. Außerdem treten bei der Kriging-Interpolation stellenweise unrealistische Übergänge auf. Mit Hilfe der GIS-Funktion „Focal Statistics“ wird die gesamte Temperaturoberfläche einer Glättung unterzogen. Dabei wird für jede Zelle der Durchschnittswert aus den umgebenden Zellen einer Matrix von 3 x 3 Zellen ermittelt. *Abbildung 6* veranschaulicht das Ergebnis dieser Glättung am Beispiel eines Profils der interpolierten Temperatur vom 1. Juni 2001 über das Mittlere Steirische Ennstal. Das erste Diagramm zeigt die Originalwerte, das zweite die Glättung der Temperaturwerte entlang des Profils.

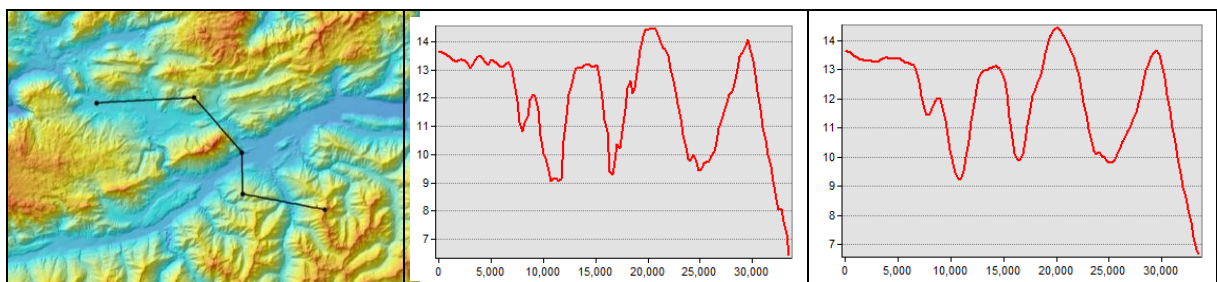


Abbildung 6: Beispiel für die Glättung einer Temperaturoberfläche im Profil (Links: Temperaturgebirge – Mittleres Ennstal, Mitte: Originaltemperaturverlauf, Rechts: Glättung mittels 3 x 3 Focal Statistics)

3.2 Modell des Zusammenhangs von Topographie und Temperatur

Viele Wetterstationen der ZAMG befinden sich auf annähernd ebenen Flächen und damit ist die Berechnung von Temperaturänderungen auf Grund unterschiedlicher Topographieausprägung kaum möglich. Für die Bestimmung der Vegetationsperiode ist der Unterschied zwischen Nord- und Südhang allerdings erheblich und wirkt sich vor allem im Frühjahr auf den Beginn der Vegetationsperiode aus. Einerseits dauert die Schneebedeckung auf den nördlich exponierten, kühleren Gebieten etwas länger und andererseits begünstigen die höheren Temperaturen auf den Südhängen die Vegetationsentwicklung. Aus den Temperaturdaten lässt sich aufgrund fehlender Messungen entlang des Expositionsgradienten diese Information nicht quantifizieren.

Im vorliegenden Projekt wurde ein Ansatz entwickelt, der den Tagesgang der Temperatur in Beziehung zur Strahlung setzt. Dieser Zusammenhang liegt nahe, da die Temperatur in unseren Breiten zumindest in den tiefen und mittleren Höhenlagen sehr stark von der Strahlung beeinflusst wird (vgl. Hasenfratz, 2006).

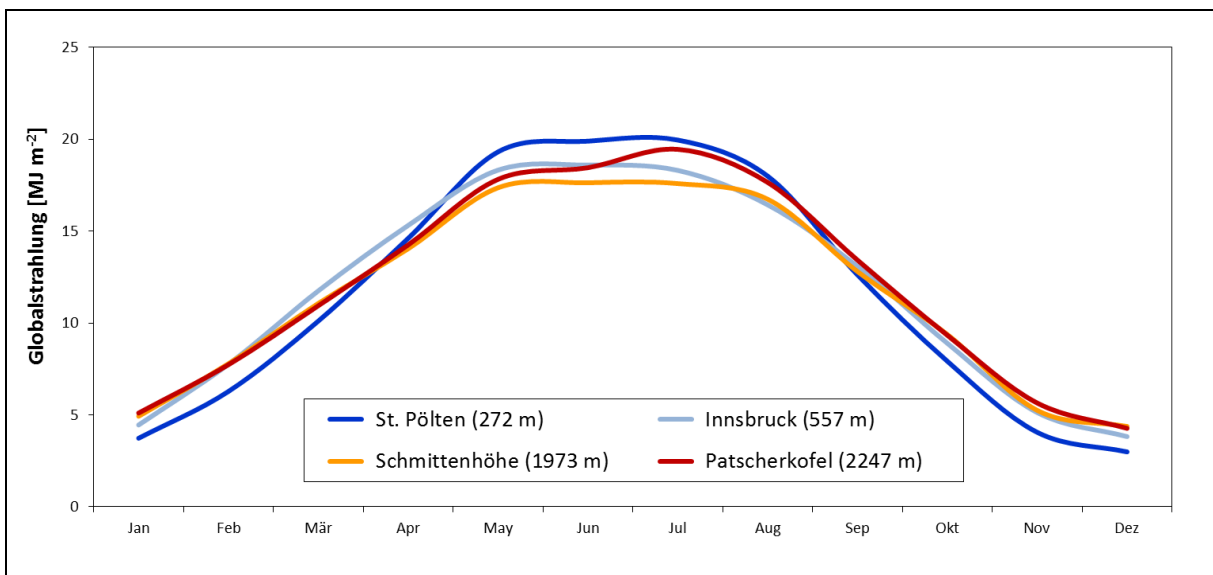


Abbildung 7: Mittlerer Jahrgang der Globalstrahlung an ausgewählten Standorten (1971-2000)

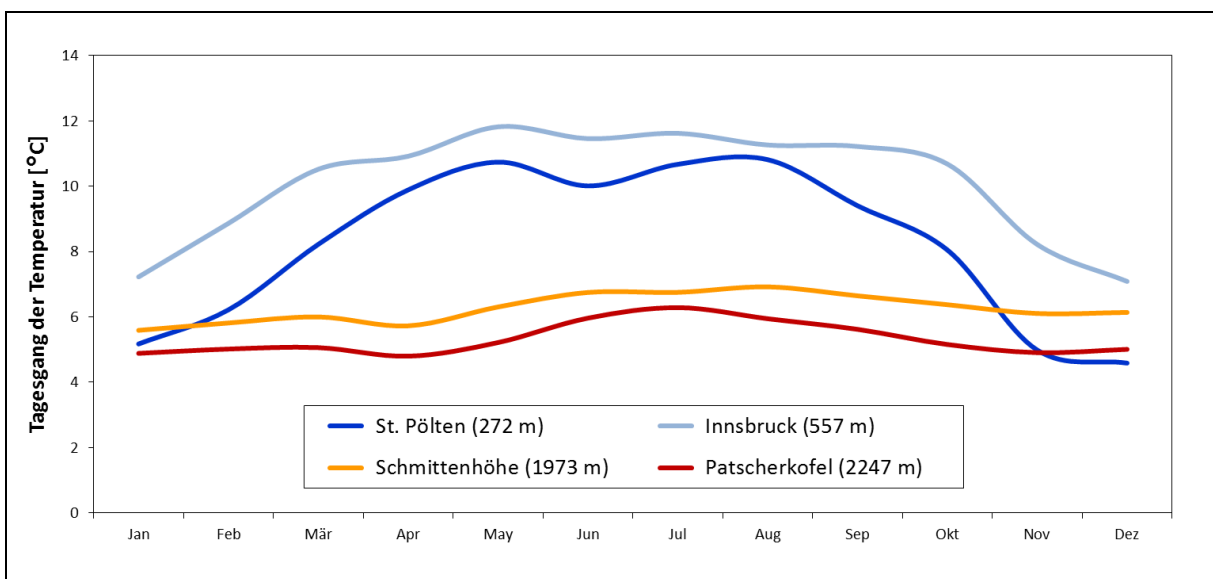


Abbildung 8: Mittlerer Jahrgang des Temperaturtagesgangs an ausgewählten Standorten (1971-2000)

Für die Untersuchung wurde die Klimanormalperiode 1971 bis 2000 verwendet, um sämtliche Auswertungen auf einen klimatischen Mittelwert beziehen zu können. Der in *Abbildung 7* dargestellte Jahresgang der Strahlung verhält sich an repräsentativen Stationen annähernd gleich – es gibt kaum Unterschiede zwischen Tal- und Bergstationen. Im Gegensatz dazu verhält sich der Tagesgang der Temperatur in den beiden Bereichen unterschiedlich. Während im Flachland der Jahresgang Ähnlichkeiten zum Strahlungsjahresgang aufweist, ist dies in den Berglagen nicht so (*Abbildung 8*). Die Korrelation zwischen Strahlung und Temperaturtagesgang variiert also in Abhängigkeit des in Tal- und Bergland differenzierten Untersuchungsgebietes. Der Zusammenhang zwischen den beiden Parametern an den ausgewählten Stationen wird auf Monatsmittelwertbasis explizit in *Abbildung 9* dargestellt.

Wie die Grafiken in *Abbildung 9* zeigen, besteht jedoch auch im Berggebiet (bzw. in den dafür repräsentativen Stationen) ein mittlerer Zusammenhang, der in Kombination mit dem starken Zusammenhang in den Tallagen dafür genutzt werden kann, die Variabilität des Temperaturtagesganges in Hinblick auf die Strahlung bestimmen zu können. Insbesondere auch deshalb, weil die topographiebedingten Temperaturunterschiede besonders in den an den Talgrund (Flachland) anschließenden Hanglagen zur Geltung kommen.

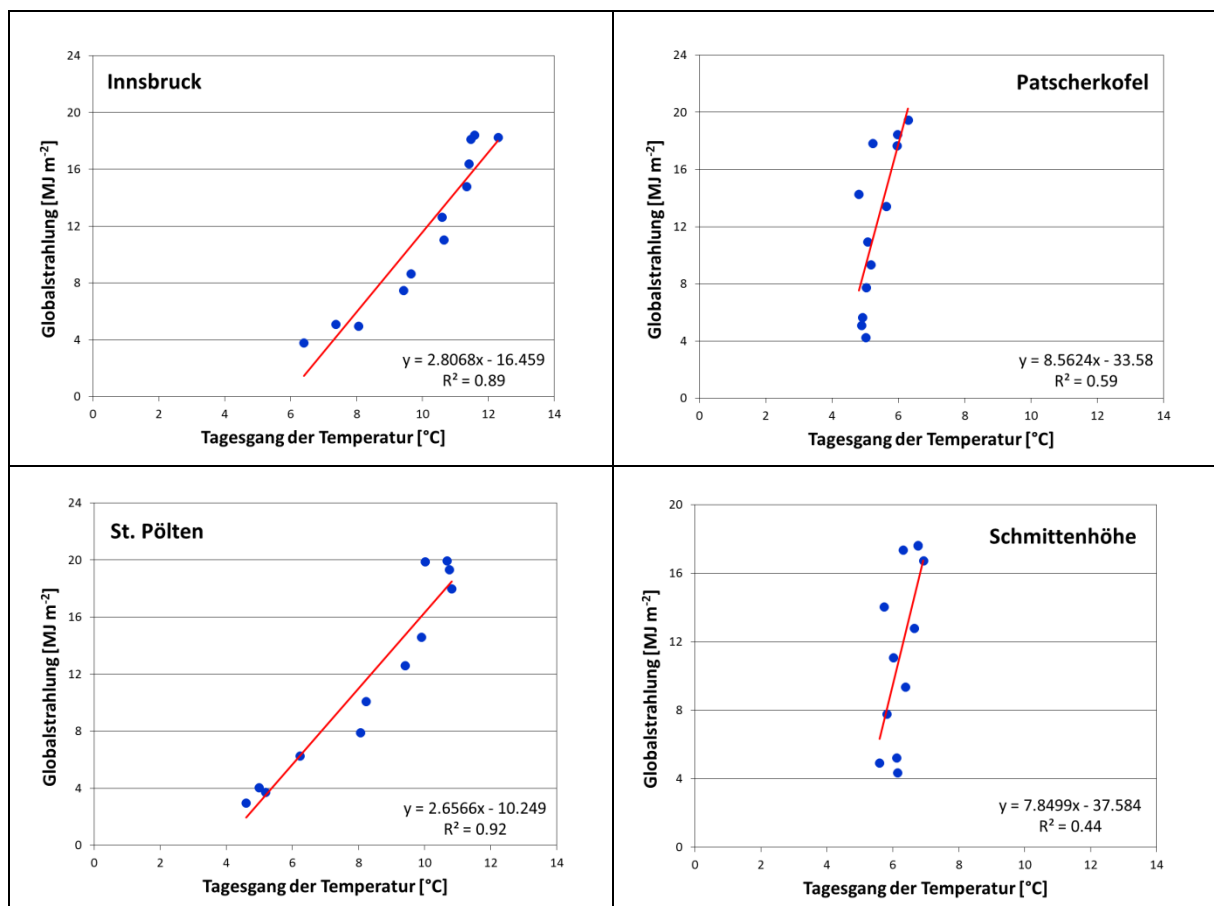


Abbildung 9: Zusammenhang von Monatsmittelwerten der Globalstrahlung und des Temperaturtagesganges an ausgewählten Standorten (1971-2000)

Für eine räumliche Analyse der topographiebedingten Temperaturänderungen ist in einem ersten Schritt der Temperaturtagesgang mittels Georegression (vgl. Abschnitt 3.1) in die Fläche zu interpolieren. Die Interpolation wurde mit Monatsmittelwerten durchgeführt, d.h. es entstehen für die Klimanormalperiode 1971 bis 2000 zwölf Interpolationsergebnisse. Wie bereits bei der Temperaturinterpolation (vgl. Abschnitt 3.1.1) spielt auch bei der Interpolation des Temperaturtagesganges die Auftrennung des Untersuchungsgebietes in Tal- und Berglagen

eine besondere Rolle, da sich das Korrelationsmuster grundsätzlich unterscheidet. In *Abbildung 10* wird der Zusammenhang aller Stationen mit durchgehenden Messungen in der Klimanormalperiode 1971 bis 2000 dargestellt. Die Verbesserung der Schätzung durch Verwendung eines Zweischichtmodells ist in *Abbildung 11* dargestellt. Die dabei vorgenommene Cross-Validierung der monatlichen Interpolationsraster bei Verwendung eines Einschichtmodells weist eine deutlich niedrigere Schätzqualität auf, als dies bei einem Zweischichtmodell der Fall ist. Es wird deshalb, wie bereits in Abschnitt 3.1.1 ausführlich dargestellt, eine Trennung in Tal- und Berggebiet vorgenommen und die Regressionsfunktion für das jeweilige Gebiet gesondert gerechnet.

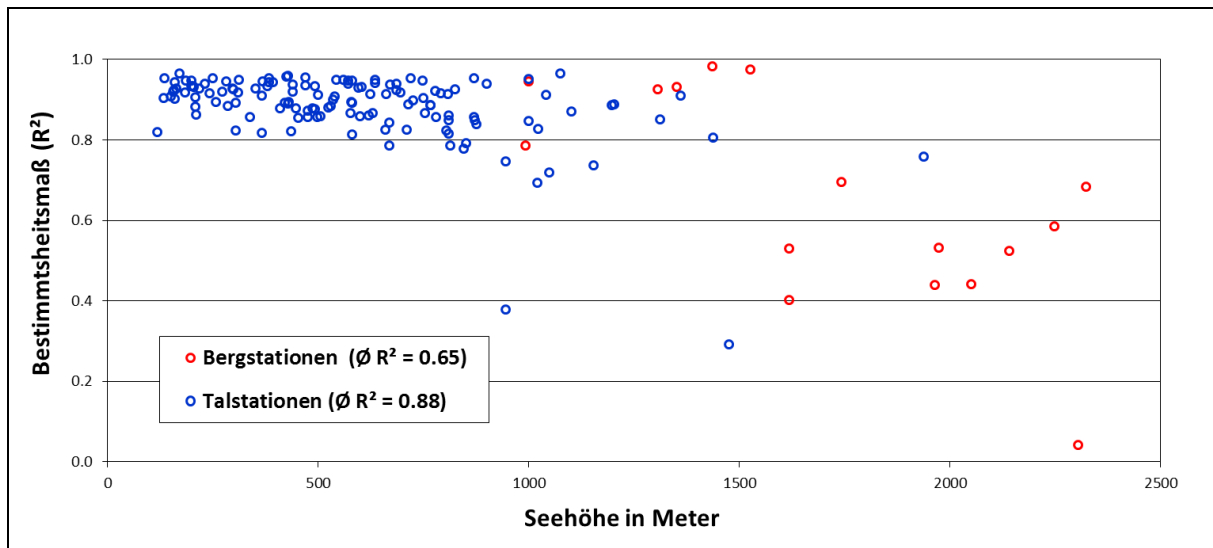


Abbildung 10: Bestimmtheitsmaß des Zusammenhangs von Monatsmittelwerten der Globalstrahlung und des Temperaturtagesgangs an allen einbezogenen Wetterstationen (1971-2000)

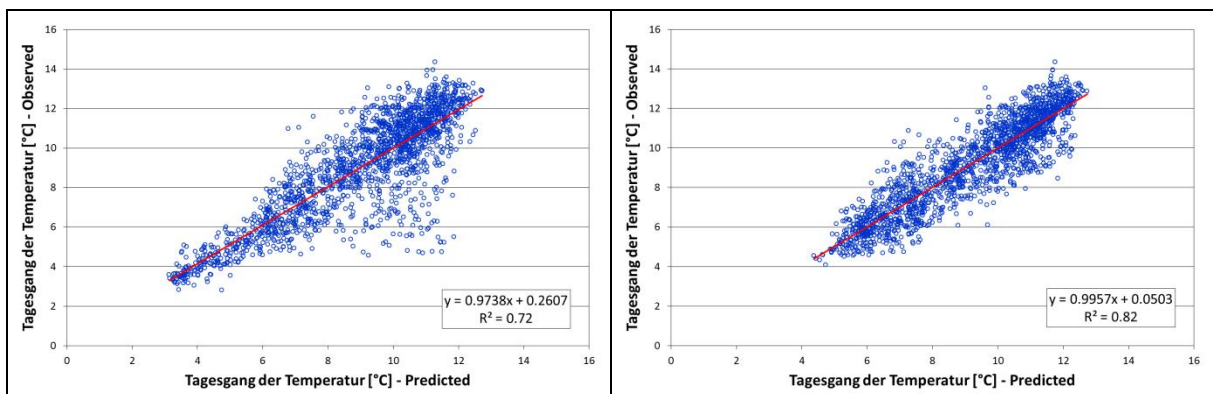


Abbildung 11: Cross-Validation der geostatistischen Interpolation. (a) Interpolation über alle Stationen. (b) Interpolation für zwei getrennte Schichten (Stationen im Berg- und Flachland)

Nachdem der Temperaturtagesgang als kontinuierliche Oberfläche vorliegt, müssen diese Daten dem räumlichen Modell der Globalstrahlung (eine ausführliche Beschreibung des Modells findet sich in Schaumberger *et al.* (2010, 22-26) gegenübergestellt und wie folgt miteinander kombiniert werden (Gleichung 3.1-10 bezieht sich auf eine einzelne Zelle):

$$\Delta T_m = \frac{\left(\frac{T_{\max_m} - T_{\min_m}}{R_m} \right) R_m (R_{f_m} - 1)}{2} = \frac{(T_{\max_m} - T_{\min_m}) (R_{f_m} - 1)}{2} \quad (3.2-10)$$

Als ΔT wird der Korrekturwert definiert, welcher einen Zu- und Abschlag der Temperatur in [°C] angibt. Der Tagesgang der Temperatur [°C] ergibt sich aus der Differenz von Tagesmaximum und -minimum ($T_{max} - T_{min}$). R bezeichnet die Globalstrahlung [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$]. Von Interesse in der vorliegenden Fragestellung ist der Temperaturwert des Tagesgangs pro Einheit der Globalstrahlung. Diese Relation wird dazu verwendet, um von der Globalstrahlung und dessen Gewichtung mit der topographiebedingten Strahlungsänderung ($R_f - 1$) (vgl. Gleichung 3.1-1) auf den Temperaturänderungswert ΔT zu schließen. Mit der Halbierung des Tagesgangs ($T_{max} - T_{min}$) / 2 wird nur jener Temperaturbereich berücksichtigt, welcher hauptsächlich von der Strahlung beeinflusst wird, nämlich jener zwischen Tagesmittel- und Tagesmaximumtemperatur. Durch Kürzung von R in Gleichung 3.1-10 wird der halbe Temperaturtagesgang nun lediglich mit einem die Topographie repräsentierenden Strahlungsfaktor R_f (vgl. Schaumberger *et al.*, 2010) bzw. dessen Änderung ($R_f - 1$) multipliziert. Die Berechnung bezieht sich auf langjährige Monatsmittelwerte (1971 bis 2000), womit das Ergebnis der Korrekturwert für den langjährig gemittelten Monat m ist.

Bei der räumlichen Implementierung werden die oben beschriebenen monatlichen Interpolationsraster des Temperaturtagesgangs $Raster(D_m)$ und die monatlich gerechneten Strahlungsfaktorraster $Raster(R_f)$ analog Gleichung 3.2-10 in der Form

$$Raster(\Delta T_m) = \frac{Raster(D_m)(Raster(R_f) - 1)}{2} \quad (3.2-11)$$

verwendet. Die 12 Rasterdatensätze der Monatsmittelwerte für den Temperaturkorrekturwert $Raster(\Delta T_m)$ werden mit den an den Tagen nach Klein (1977) gerechneten Strahlungsfaktorraster nach Gleichung 3.2-11 kombiniert. Von den Monatsergebnissen werden mittels linearer Interpolation die einzelnen Tagesraster gerechnet. Diese Tagesraster mit den topographiebedingten Zu- und Abschlägen werden mit den täglich gerechneten Temperaturinterpolationen addiert. Es entsteht somit für jeden Tag eine Temperaturoberfläche, welche eine Information über die Unterschiede zwischen Nord- und Südhang bzw. mehr oder weniger steile Flächen beinhaltet. Der Temperaturkorrekturwert ist als Mittelwert berechnet und stellt damit lediglich eine durchschnittliche Korrektur dar. In *Abbildung 12* wird das Ergebnis am Beispiel des 16. März dargestellt.

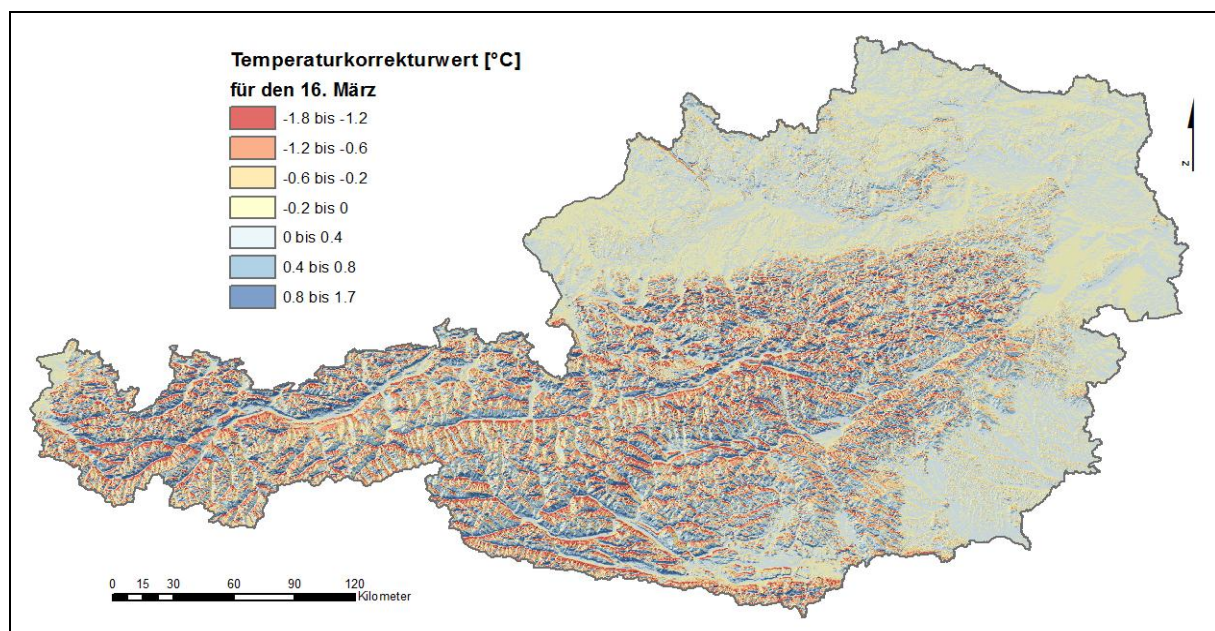


Abbildung 12: Temperaturkorrekturwert für den 16. März auf Basis des Zusammenhangs zwischen Temperaturtagesgang und Globalstrahlung im Mittel der Klimanormalperiode 1971 bis 2000

4 Modellierung der thermischen Vegetationsperiode

Die Vegetationsperiode wird von klimatischen Einflüssen geprägt und ist sowohl für Bewirtschaftungsmaßnahmen als auch für die Biomasseentwicklung landwirtschaftlicher Kulturen entscheidend. Für eine räumliche Modellierung eignen sich vor allem Methoden, die sich auf eine einfache Kombination von Temperaturdaten beschränken. Ein Modell, das sich auf eine mehr oder minder große Untersuchungsfläche bezieht, benötigt sämtliche Einflussvariablen als kontinuierliche Oberflächen, welche das gesamte Untersuchungsgebiet vollständig abdecken. Es liegt daher nahe, sich auf die wesentlichsten Parameter zu reduzieren. Die Temperatur ist vergleichsweise gut zu interpolieren und eignet sich daher für die Zwecke im vorliegenden Projekt in besonderer Weise.

Natürlich muss hier kritisch angemerkt werden, dass die Lufttemperatur nicht den einzigen Einfluss auf den Beginn und das Ende der Vegetationsperiode ausübt. Hier spielt vor allem im Bergland auch die Schneebedeckung eine wichtige Rolle. Ebenso könnte richtiger Weise eingewendet werden, dass nicht die Luft-, sondern die Bodentemperatur den entscheidenden Anstoß für den Übergang von Ruhe- und Wachstumsperiode setzt. Bei der räumlichen Modellierung bleibt allerdings die Frage, ob und wie beispielsweise die Schneebedeckung oder die Bodentemperaturen als kontinuierliche Oberflächen über das gesamte Untersuchungsgebiet (in unserem Fall ganz Österreich) in einer hohen zeitlichen Auflösung (Tageswerte) zur Verfügung gestellt werden können.

Ziel in der vorliegenden Arbeit ist es, Methoden zu erarbeiten und darzustellen, die sich mit der geeigneten Verarbeitung von räumlich aufbereiteten Modellparametern beschäftigen, um daraus wichtige Vegetationsphasen des Grünlandes zu schätzen. Dies wird in einem ersten Schritt im Wesentlichen mit den interpolierten Temperaturdaten vorgenommen. Eine Weiterentwicklung der Modelle mit zusätzlichen räumlichen Informationen (Schneebedeckung, Bodentemperatur und -feuchtigkeit, Vegetationsbedeckung) kann darauf aufbauen und wird Gegenstand künftiger Forschungsprojekte sein. Die Komplexität eines zur Schätzung der Vegetationsdynamik eingesetzten Modells hängt hauptsächlich von der Verfügbarkeit räumlicher Daten ab. Diese hohen Anforderungen an die Datengrundlage begrenzen die Anwendbarkeit komplizierter aber genauer Modelle, wie sie vielfach an Einzelstandorten (z.B. Wetterstationen) umgesetzt werden, da hier die erforderlichen Modellparameter beobachtet und gemessen werden können.

Die Bestimmung von Vegetationsbeginn und -ende mit Hilfe verschiedener Ansätze von Temperaturakkumulation (*thermische Vegetationsperiode*), ist die einfachste Art der Ermittlung und deshalb auch die am häufigsten verwendete. Im Folgenden werden drei Methoden vorgestellt, die diese Akkumulation mit unterschiedlichen Schwellwerten bzw. einer Kombination von Schwellwerten für die Definition von Beginn, Ende und der daraus abgeleiteten Dauer umsetzen.

4.1 Räumliche Implementierung der Standardmethode

Als Standard ist die Untersuchung der Temperatur über einen definierten Zeitraum von wenigen Tagen zu bezeichnen, in dem für jeden Tag ein Überschreiten (beim Beginn der Vegetationsperiode) bzw. Unterschreiten (beim Ende der Vegetationsperiode) eines definierten Temperaturschwellwertes festgestellt wird. Als Zeitpunkt für den Beginn oder das Ende wird jener Tag festgehalten, der am Beginn dieses Zeitraums steht. Für Gebiete in den mittleren geographischen Breiten hat sich die Definition von fünf Tagen als Zeitraum und von 5 °C als Temperaturschwellwert etabliert. Für die Umsetzung als räumliches Modell wird im Gegensatz zu

einer standortbezogenen Analyse nicht nur eine Wertereihe, sondern eine Reihe von kontinuierlichen Oberflächen in Form von Rasterdaten herangezogen.

Für jeden Tag muss ein Temperaturfeld in der Größe des Untersuchungsgebietes zur Verfügung stehen. Die Temperaturfelder für jeden einzelnen Tag des definierten Zeitraums (im vorliegenden Fall von fünf Tagen) werden miteinander kombiniert und jede Zelle auf das Über- bzw. Unterschreiten des Temperaturschwellwertes hin untersucht.

Der Algorithmus für die technische Umsetzung dieser Methode wurde in Visual C# unter Einbeziehung von ArcObjects-Klassen der ESRI-GIS-Bibliothek programmiert. Als GIS-Werkzeug wird *Map-Algebra* eingesetzt. Mit einem „Moving Window“ wird über die einzelnen Tage eines Jahres iteriert. Dabei werden immer fünf Temperaturreaster als Objekte in einer Collection vorgehalten. Zunächst müssen die Temperaturwerte hinsichtlich des 5 °C-Kriteriums klassifiziert werden. Die einzelnen Zellen eines Tagesrasters enthalten nach diesem Vorgang den Wert „1“, wenn das Temperaturkriterium erfüllt und „0“ wenn es nicht erfüllt ist. Durch Addition aller fünf Temperaturoberflächen ergibt sich für all jene Zellen, welche den Beginn oder das Ende der thermischen Vegetationsperiode markieren, der Wert „5“. Nur Zellen, welche diesen Wert aufweisen, werden in einen Ergebnisraster übertragen, wobei hier der Tag des Jahres abgespeichert wird, der dem ersten der fünf Temperaturreaster entspricht. Durch die tageweise Iteration erfüllen nach und nach sämtliche Zellen die Bedingung eines für fünf Tage durchgehenden Über- bzw. Unterschreitens der 5 °C-Schwelle. Der Ergebnisraster wird bei diesem Vorgang immer mehr gefüllt. Der Algorithmus terminiert mit Ende Mai für den Beginn und Ende November für das Ende der Vegetationsperiode. Um diese Jahreszeiten sind alle landwirtschaftlich genutzten Gebiete berücksichtigt. In höheren Lagen wird dann ein einheitlicher Vegetationsbeginn mit 1. Juni und ein Vegetationsende mit 1. Dezember festgesetzt und die Iteration abgebrochen.

In *Abbildung 13* wird das Schema dieser Berechnungsmethode am Beispiel einer Wertereihe dargestellt. In der räumlichen Umsetzung entspricht der jeweilige Tag einer Temperaturoberfläche und die Beispieltemperaturdaten beziehen sich auf den Inhalt einer Reihe von Zellen, welche in allen Rastern die gleichen geographischen Koordinaten aufweisen. Als Beginn der Vegetationsperiode wird in der Beispielzelle jener Tag markiert, welcher am Beginn einer Fünftagesperiode steht, in welcher sämtliche Tage eine Temperatur über 5 °C aufweisen.

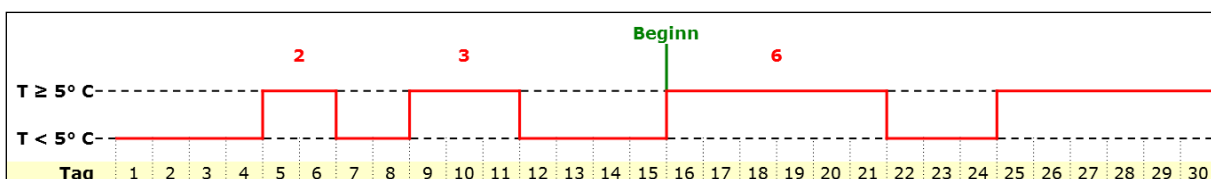


Abbildung 13: Schematische Darstellung für die Festsetzung des Vegetationsbeginns nach der Standardmethode mit dem Kriterium „5 Tage ≥ 5 °C“

4.2 Räumliche Implementierung einer Teil-Kern-Perioden-Methode

Dieser Ansatz beruht ebenso wie die in 4.1.1 dargestellte Standardmethode auf der Akkumulation von Temperaturdaten. Allerdings wird die Festsetzung des Stichtages für Vegetationsbeginn und -ende durch einen etwas komplizierteren Algorithmus vorgenommen. Die Trennung der Temperatursituation in eine Kern- und mehrere Teilperioden beruht auf einer Arbeit von Wakonigg *et al.* (2007) für den Klimaatlas Steiermark. Im vorliegenden Projekt wurde die Methode für Temperaturanalysen auf Basis kontinuierlichen Oberflächen für das gesamte Bundesgebiet aufbereitet. Wie bereits bei der Implementierung der Standardmethode, wird mit Hilfe des GIS-Werkzeuges *Map-Algebra* gearbeitet. Datengrundlage bilden die täglichen Temperaturreaster (vgl. Kapitel 3.1); dies entspricht einem Vorgehen nach dem Schema „first

interpolate then calculate“, bei dem gewisse Interpolationsfehler in Kauf genommen werden müssen.

Die Kernperiode ist als ein Zeitraum definiert, bei dem die Tagesmitteltemperatur einen bestimmten Wert, im vorliegenden Projekt die Schwelle von 5 °C, durchgehend überschreitet. In einem weiteren Schritt werden Teilperioden ermittelt, welche durch anhaltende Über- bzw. Unterschreitung des Temperaturschwellwertes definiert sind und sich vor der Kernperiode befinden. Als Beginn der Vegetationsperiode wird jener Tag festgesetzt, der am Beginn einer Teilperiode mit Überschreiten des Schwellwertes steht, welche mehr Tage andauert, als die Summe an Tagen aller Teilperioden mit Unterschreitung des Schwellwertes. Bei der Bestimmung des Vegetationsendes werden die erforderlichen Kriterien umgekehrt verwendet. In *Abbildung 14* wird dieser Sachverhalt vereinfacht grafisch dargestellt.

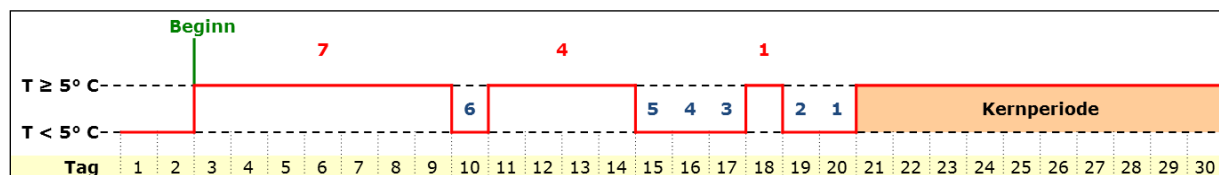


Abbildung 14: Schematische Darstellung für die Festsetzung des Vegetationsbeginns nach der Teil-Kern-Perioden-Methode

Um die Anforderungen dieser Methode technisch umsetzen zu können, ist ein zweistufiger Prozess notwendig. Zunächst wird über die täglichen Temperaturraaster eines Jahres, beginnend mit 1. März, iteriert und alle Zellen des Ergebnisrasters mit dem Datum des jeweiligen Iterationsschrittes belegt, welche eine Tagesmitteltemperatur ≥ 5 °C aufweisen. Im darauffolgenden Iterationsschritt wird dasselbe Kriterium wiederum geprüft. Weist nun eine Zelle im aktuell betrachteten Temperaturraaster wieder eine tiefere Temperatur auf, wird der bereits im Ergebnis eingetragene Tag des Jahres zurückgesetzt. Der Algorithmus terminiert mit Ende Mai, d.h. alle Zellen des Ergebnisrasters beinhalten nun den Beginn der Kernperiode; entweder wird keine Temperatur unter 5 °C ab einem bestimmten Zeitpunkt mehr festgestellt, oder sie enthalten als Beginn der Kernperiode den 1. Juni – dies kommt allerdings nur in den höheren Bergregionen vor und spielt für die Abbildung der Vegetationsdynamik im Wirtschaftsgrünland keine Rolle. Das Ende der Kernperiode erfolgt nach demselben Prinzip in umgekehrter Reihenfolge; die Grenzen sind dabei der 1. September und 30. November.

Nach Bestimmung der Kernperiode erfolgt die Iteration in umgekehrter Reihenfolge, d.h. beim Vegetationsbeginn wird die Temperatur in Tagesschritten zurück zum ursprünglichen Starttag (1. März) untersucht, beim Vegetationsende genau umgekehrt – vom Ende der Kernperiode nach vor bis zum 30. November. Bei jedem Iterationsschritt werden zwei verschiedene Ergebnisraaster gefüllt. Ein Raster enthält pro Zelle die Summe an Tagen, an dem der Temperaturschwellwert nicht erreicht wurde (Negativraaster), der andere enthält die Anzahl von Tagen mit einem durchgängigen Überschreiten des Temperaturschwellwertes (Positivraaster).

Bei jedem Schritt wird geprüft, ob die Summe an Tagen im Positivraaster größer ist als im Negativraaster. Ist dies in einer Zelle der Fall, wird der aktuell durchlaufene Tag des Jahres in dieser Zelle in einem eigenen Ergebnisraaster festgehalten. Wenn dies nicht der Fall ist und die Zelle im Positivraaster eine geringere Anzahl an Tagen enthält, als dies im Negativraaster der Fall ist, muss diese Zelle zurückgesetzt werden und beginnt erst dann wieder mit der Summenbildung wenn erneut ein Tag erreicht wird, an dem der Temperaturschwellwert überschritten ist. Nach und nach füllt sich der Ergebnisraaster, wobei die große Herausforderung in der Programmierung darin besteht, dass bereits erfasste Daten nicht mehr überschrieben werden. In einer Österreichkarte finden sich nämlich bei jedem Iterationsschritt mehr oder weniger Zellen, welche das eine oder andere Kriterium erfüllen. Dies macht die Anwendung von

Map-Algebra relativ kompliziert, da keine Verzweigungen (if ... else) eingesetzt werden können, sondern nur Matrixoperationen mit dem Zwischenschritt der Erstellung von binär codierten Rastern (0 und 1) zur Verfügung stehen. Bei der Entwicklung des Algorithmus muss immer im Auge behalten werden, dass sämtliche Operationen für alle Zellen eines Rasters gleichzeitig Gültigkeit und Funktionalität im Sinne der Zielsetzung beinhalten.

In *Abbildung 15* wird an Hand eines Beispiels die Konsequenz der in Kapitel 4.1.1 und hier beschriebenen Definition des Vegetationsbeginns gezeigt. Nach der Standardmethode wird in dieser Temperaturzeitreihe am Standort Gumpenstein im Jahr 2001 der Vegetationsbeginn am ersten Tag einer Periode gesetzt, welche an fünf hintereinander folgenden Tagen Temperaturen über 5 °C aufweisen. Dies ist für das mittlere Ennstal in diesem Jahr deutlich zu früh, vor allem, wenn man die um diese Zeit noch vorhandene Schneedecke von ca. 10 cm berücksichtigt. Der Ansatz mit Teil-Kern-Periode setzt den Beginn auf den 28. März; hier beginnt eine Teilperiode von 10 Tagen, die der Summe von 9 Tagen gegenübersteht, bei denen der Temperaturschwellwert unterschritten wurde.

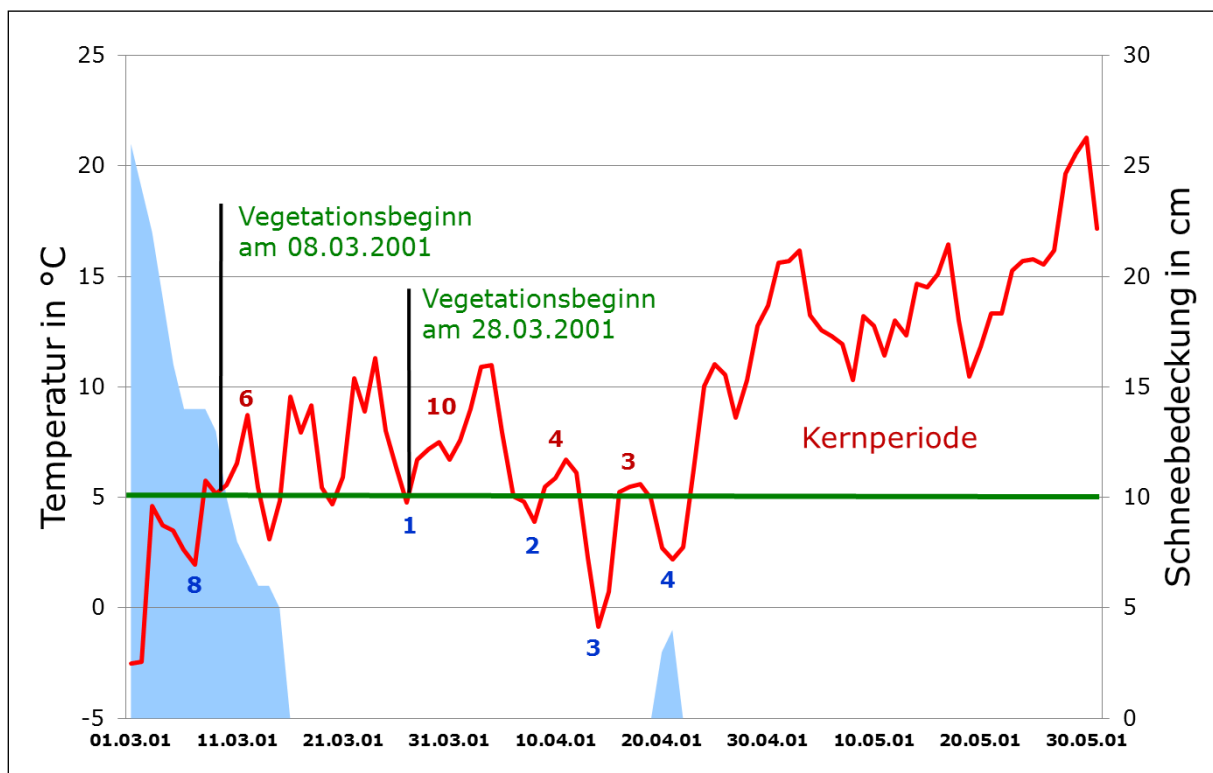


Abbildung 15: Vergleich der Bestimmung des Vegetationsbeginns nach Standardmethode (08.03.2001) und Teil-Kern-Perioden-Methode (28.03.2001) am Beispiel des Standorts Gumpenstein im Jahr 2001

Grundsätzlich kann festgestellt werden, dass der Teil-Kern-Perioden-Ansatz zu wesentlich plausibleren Ergebnissen führt, als die Anwendung der Standardmethode. Vor allem bei der Definition des Vegetationsbeginns im Berggebiet und der dort oft länger anhaltenden Schneedecke bringt diese Methode eine bessere räumliche Beschreibung. Problematisch gestaltet sich die Evaluierung der Ergebnisse, da die Frage offen bleibt, mit welcher phänologischen Phase eine einfache Temperaturakkumulation dieser beiden Methoden am Besten in Beziehung zu setzen ist. Eine visuelle Plausibilitätsbeurteilung kann nur der erste Schritt sein und muss von einer wissenschaftlichen, statistischen Bewertung begleitet sein.

4.3 Räumliche Implementierung eines Ansatzes der Kriterienkombination

Ein weiterer Ansatz zur Bestimmung von Vegetationsbeginn und -ende beruht wie bei den vorangegangenen Methoden auf einer Akkumulation von Temperaturdaten. Allerdings verwendet dieses Verfahren eine Kombination mehrerer Kriterien, was die technische Umsetzung als räumliche Applikation wesentlich komplizierter gestaltet. Wie bereits im vorigen Kapitel beschrieben, verwendet dieser Ansatz ebenso das GIS-Werkzeug *Map-Algebra* und als Datengrundlage wiederum die täglichen Temperaturreaster.

Mit den bisher dargestellten Methoden wurde die Erfahrung gemacht, dass diskrete Schwellwerte in Ausnahmefällen extrem auf die Bestimmung von Beginn und Ende wirken. So kann beispielsweise ein nur knappes Erfüllen eines einzelnen Kriteriums dazu führen, dass sich die Eintrittstermine unter Umständen um Wochen verschieben. Um diese Unsicherheit weitgehend auszuschalten, wurde mit einer Kombination von Kriterien experimentiert, die für die Festlegung von Beginn und Ende der Vegetationsperiode erfüllt sein müssen. In *Abbildung 16* wird die Methode am Beispiel der Festsetzung des Vegetationsbeginns grafisch dargestellt.

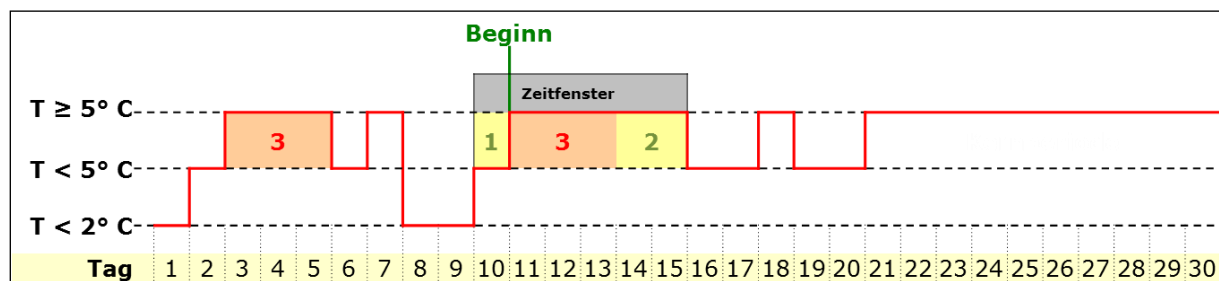


Abbildung 16: Schematische Darstellung für die Festsetzung des Vegetationsbeginns durch eine Kombination von Kriterien

Innerhalb eines definierten Zeitfensters muss eine bestimmte Anzahl an aufeinanderfolgenden Tagen einen Temperaturschwellwert überschreiten. Der Durchschnitt aller Tage im Zeitfenster muss diesen Schwellwert ebenfalls erreichen – es kann somit eine anhaltende Erwärmung angenommen werden. Außerdem darf in diesem Zeitfenster kein Tag vorkommen, bei dem ein zweiter, niedrigerer Schwellwert unterschritten wird. Der Übergang der Vegetation von Ruhephase in Wachstumsphase wird durch die anhaltende Erwärmung eingeleitet und nur dann wieder zurückgesetzt, wenn ein Frostereignis diese Entwicklung bremst.

Die Bestimmung des Vegetationsendes wird ähnlich vorgenommen. Innerhalb eines definierten Zeitfensters muss eine bestimmte Anzahl an Tagen einen Temperaturschwellwert unterschreiten. Zusätzlich muss der Durchschnitt aller Tage unter einem definierten Temperaturwert liegen, damit eine anhaltende Abkühlung den Übergang in die Ruhephase einleitet. Ein Tag mit besonders tiefen Temperaturen innerhalb des Zeitfensters wird für die Festsetzung des Vegetationsendes herangezogen.

Bei der Programmierung wurde besonders darauf geachtet, dass sämtliche Schwellwerte und Zeitfensterdefinitionen durch entsprechende Variablenbelegung flexibel verändert werden können. Auf Basis der Definition „Vegetationsbeginn“ – in x Tagen muss in mindestens y aufeinanderfolgenden Tagen der Temperaturschwellwert i überschritten und an keinem Tag der Temperaturschwellwert j unterschritten werden, wobei der Temperaturmittelwert über den Zeitraum x den Temperaturwert k nicht unterschreiten darf – wird jener Tag als Beginn festgesetzt, der dem ersten Temperaturreaster des in y definierten Zeitraums entspricht.

Für die Umsetzung dieser Bedingungen sind mehrere Einzelschritte notwendig, deren Ergebnisse als Input für den jeweils nächsten Schritt herangezogen werden. Zu Beginn werden x Tagesraster mit den Tagesmitteltemperaturen als Objekte in einer Collection gespeichert und hinsichtlich des Kriteriums i klassifiziert sowie binär codiert. Jede Zelle dieser Raster enthält

nach der Klassifizierung den Wert 1, wenn das Kriterium erfüllt und 0, wenn es nicht erfüllt ist. Bei der Akkumulation der Binärraster wird geprüft, ob y aufeinanderfolgende Raster in ihren Zellen jeweils den Wert 1 stehen haben, also die gebildete Summe gleich dem Wert y ist. Ist dies bei einer Zelle der Fall, wird ihr jener Tag des Jahres zugewiesen, der dem ersten Raster in y entspricht. Als nächstes wird ein Durchschnittsraster aus den einzelnen Temperaturdatensätzen gebildet und hinsichtlich des Kriteriums k geprüft. Das Ergebnis wird als Binärraster abgespeichert und mit dem Ergebnis des vorherigen Schrittes kombiniert. Es bleiben also jene Zellen mit den Tagen des Jahres erhalten, welche auch das Kriterium k erfüllen (wegen der Multiplikation mit 1 und 0). Im letzten Schritt werden alle Raster in x hinsichtlich des Kriteriums j geprüft und binär codiert. Die abschließende multiplikative Kombination mit dem bisherigen Zwischenergebnis erhält die eingetragenen Datumswerte ausschließlich in jenen Zellen, welche alle Kriterien erfüllt haben. Nach Art eines *Moving Windows* wird derselbe Vorgang wiederholt, nachdem das Zeitfenster x um einen Tag verschoben wird. Die bisher erfassten Ergebnisse dürfen von den nachfolgenden Rechenoperationen nicht mehr überschrieben werden. Die Rechenprozedur terminiert, wenn das *Moving Window* den 31. Mai erreicht hat.

Der Algorithmus für die Bestimmung des Vegetationsendes ist nach demselben Schema aufgebaut; die Schwellwerte sind natürlich anders gesetzt und die Prüfung erfolgt invers zum Ablauf des Vegetationsbeginns, d.h. im Blickpunkt ist nicht das Über-, sondern das Unterschreiten von Temperaturen über definierte Zeiträume.

5 Ergebnisse und Diskussion

Ein zentraler Aspekt dabei im vorliegenden Projekt war die Schaffung von räumlichen Basisdaten, auf denen die Modelle der thermischen Vegetationsperiode aufbauen können. Die ausführliche Evaluierung dieser Grundlagendaten ist vor allem deshalb von größter Wichtigkeit, da die darauf basierenden Vegetationsperiodenmodelle weitaus schwieriger zu bewerten sind. Eine möglichst genaue Beschreibung der Unsicherheiten in den Basisdaten erleichtert damit auch die Beurteilung der finalen Modellergebnisse. Diesem Umstand wurde bei der Erarbeitung der Projektergebnisse besonders Rechnung getragen. Im Verlauf des Projektes zeigte sich, dass die räumliche Modellierung der Vegetationsperiode mit sehr aufwendigen Rechenprozeduren verbunden ist. Die Methoden und deren Implementierung mussten vielfach variiert und teilweise auch wieder verworfen werden.

5.1 Evaluierung und Validierung der Temperatur

Die wichtigste Grundlage für sämtliche räumliche Modelle im vorliegenden Projekt ist die Temperatur als kontinuierliche Oberfläche auf Tagesbasis. Ausgehend von den Wetterstationen der ZAMG wurde die Interpolation mit einem im Abschnitt 3.1 beschriebenen Zweischichtmodell durchgeführt. Die Ergebnisse wurden zusätzlich mit einem Topographie-Korrekturwert (vgl. Abschnitt 3.2) versehen und mittels „Focal Statistics“ (vgl. Abschnitt 3.1) geglättet. Aufgrund der großen Bedeutung dieses Datensatzes für darauf aufbauende Modelle wurde eine ausführliche Validierung des Interpolationsergebnisses auf verschiedenen Ebenen durchgeführt.

5.1.1 Kreuzvalidierung der Temperaturinterpolation

Für die Evaluierung der Interpolation von Tagesmittel- und Tagesminimumtemperatur wurde die Methode der Leave-One-Out-Kreuzvalidierung angewendet. Der Vorteil besteht darin, dass die ohnehin relativ geringe Menge an Stützstellen nicht noch weiter durch die Abspaltung eines Trainingsdatensatzes ausgedünnt wird. Demnach wird stets der gesamte Datenbestand n herangezogen, nur eine einzige Beobachtung entfernt und dann die Interpolation mit Hilfe der Beobachtungen $n-1$ durchgeführt. Die Schätzung an der Position der entfernten Beobachtung wird mit dem dort existierenden Beobachtungswert verglichen. Dieser Prozess wird so lange wiederholt, bis jeder Beobachtung des gesamten Datenbestandes ein so ermittelter Schätzwert zugeordnet werden kann. Würde diese Methode manuell umgesetzt, wäre dies mit einem enormen rechnerischen und operativen Aufwand verbunden. Es wurde deshalb die ArcGIS-Extension „Geostatistical Analyst“ verwendet, welche eine entsprechende Cross-Validation automatisiert anbietet. Allerdings ist auch hier der operative Aufwand sehr hoch, da die Temperaturinterpolation mit Hilfe einer Georegression umgesetzt wurde, d.h. eine Auftrennung der Temperaturwerte zwischen höhenabhängigem Anteil und verbleibenden Residuen erfolgte. Geostatistisch werden nur die Residuen behandelt und nur diese können auch einer automatisierten Kreuzvalidierung unterzogen werden.

Zunächst werden die Residuen, welche bereits bei der ursprünglichen Berechnung der Temperaturraster mittels Georegression ermittelt wurden (vgl. Abschnitt 3.1), am jeweils 15. der Untersuchungsmonate mit dem Kriging-Algorithmus des Geostatistical Analyst interpoliert und die im Zuge dieses Berechnungsprozesses erhaltenen Kreuzvalidierungsergebnisse abgespeichert. Sowohl dem Beobachtungs- als auch dem Schätzwert der Residueninterpolation werden die höhenabhängigen Temperaturwerte entsprechend dem monatlich ermittelten Gradienten hinzugerechnet. Da aufgrund des hohen Arbeitsaufwandes nur eine beschränkte Anzahl an Tagesrastern auf diese Art und Weise evaluiert werden kann, wurde versucht, einen Querschnitt über den Versuchszeitraum zu bilden, indem die Jahre 1990, 1995, 2000, 2003

und 2006 ausgewählt wurden. Um auch die saisonale Variabilität berücksichtigen zu können, wurde für jeden Monat ein Raster am jeweils 15. ausgewählt. Die Validierung wurde mit dieser Auswahl an insgesamt 60 Tagesrastern durchgeführt und ist für die Tagesmitteltemperatur in *Abbildung 17* und für die Tagesminimumtemperatur in *Abbildung 18* dargestellt.

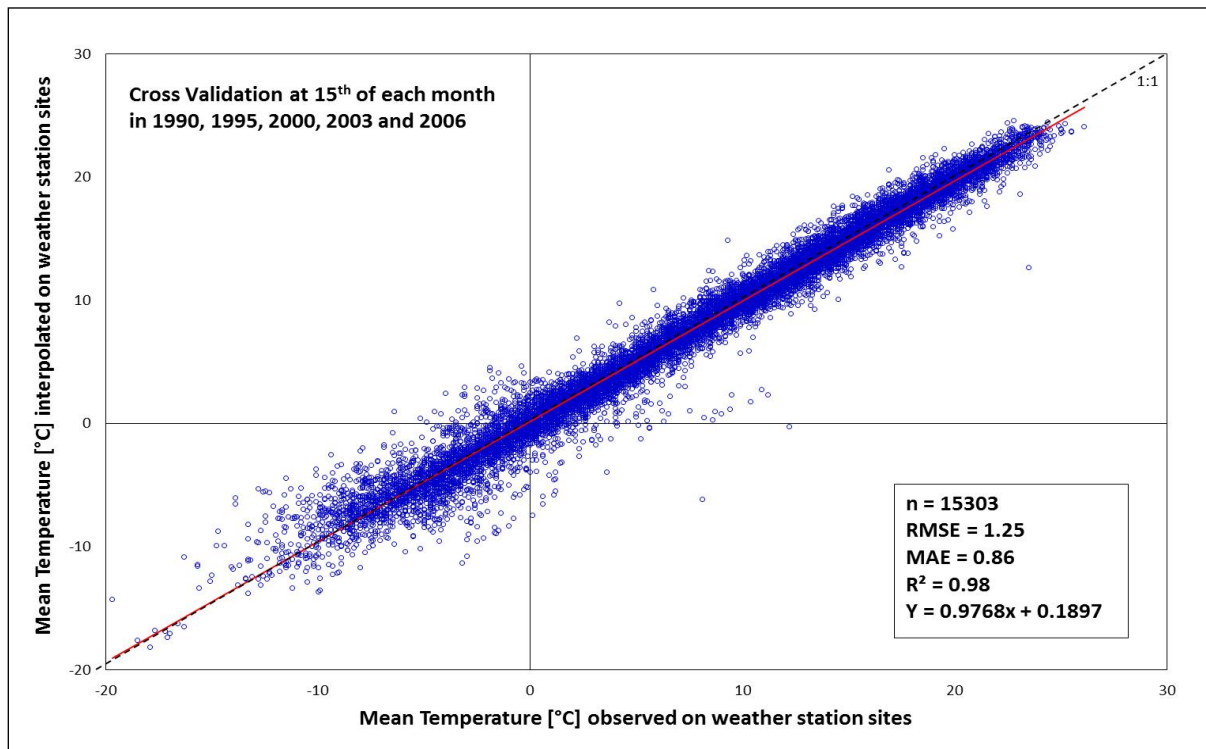


Abbildung 17: Ergebnis der Kreuzvalidierung der Tagesmitteltemperatur

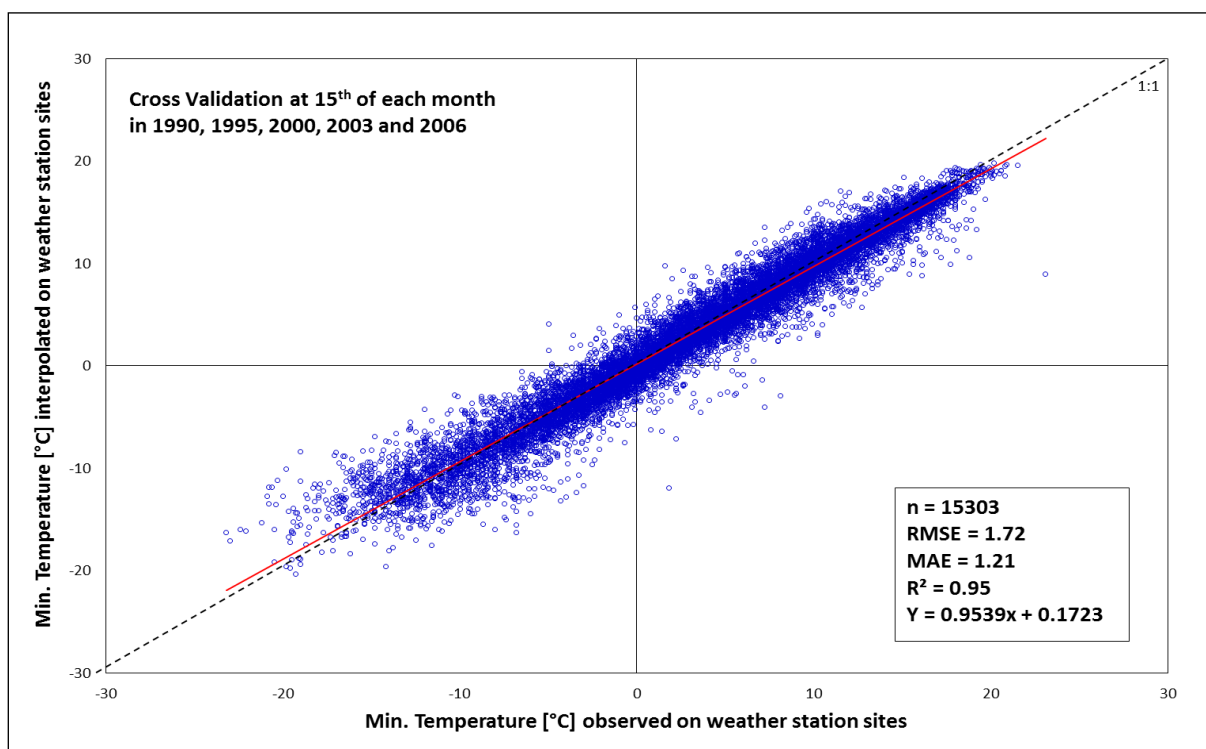


Abbildung 18: Ergebnis der Kreuzvalidierung der Tagesminimumtemperatur

In beiden Fällen zeigen die Ergebnisse einen sehr starken Zusammenhang zwischen Schätz- und Beobachtungswert. Die Tagesminimumtemperatur ist bezüglich der Höhenabhängigkeit etwas

schwieriger als kontinuierliche Oberfläche zu modellieren, was sich auch in einem etwas höheren Fehler (RMSE) äußert. Bei niedrigen Temperaturen ist die Varianz etwas größer, da hier die im Modell nicht vollständig berücksichtigten Einflüsse komplexer Luftschichtungen zum Tragen kommen.

5.1.2 Validierung mit unabhängigen Temperaturbeobachtungen

Von besonderem Interesse bei der Bewertung und Prüfung einer Interpolation ist der Vergleich mit unabhängigen Daten. Das Hydrographische Zentralbüro (HZB) hat dankenswerter Weise Temperaturdaten auf Tagesbasis an 652 Stationen für den Zeitraum 1998 bis 2008 zur Verfügung gestellt. In *Abbildung 19* wird die geographische Verteilung sowohl aller ZAMG-Stationen mit Temperaturmessungen in diesem Zeitraum, als auch jene für die Validierung herangezogenen HZB-Stationen dargestellt. In *Abbildung 20* ist deren Verteilung entlang des Höhengradienten dargestellt.

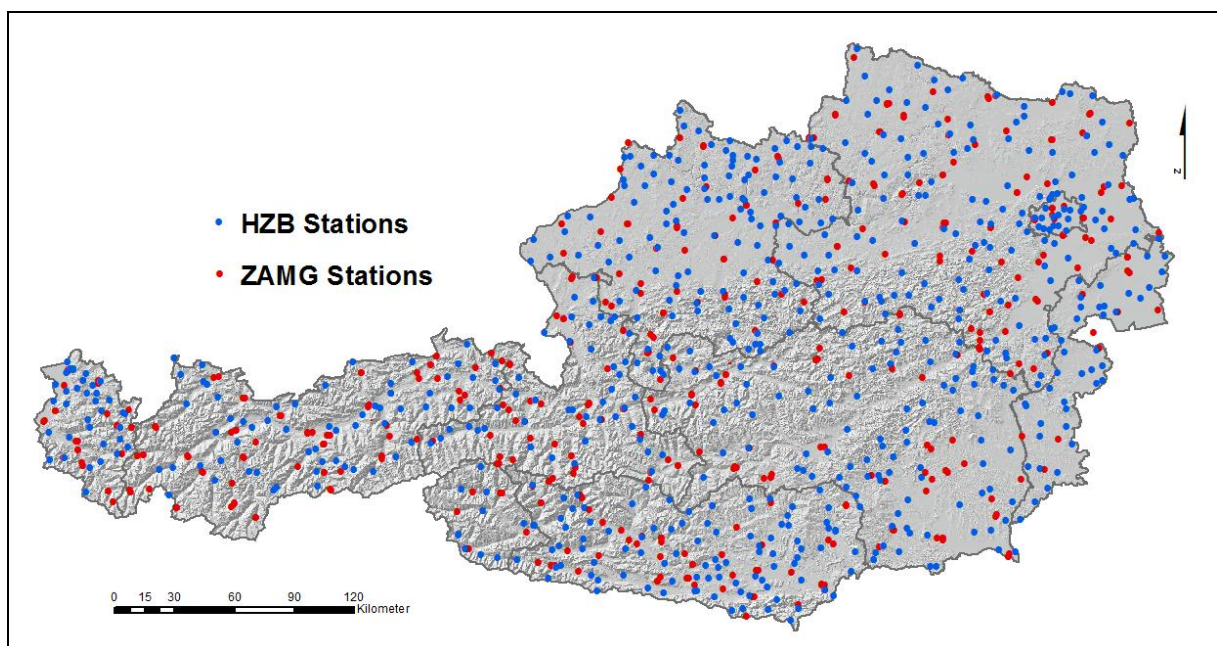


Abbildung 19: Räumliche Verteilung von HZB- und ZAMG-Stationen mit Temperaturbeobachtungen

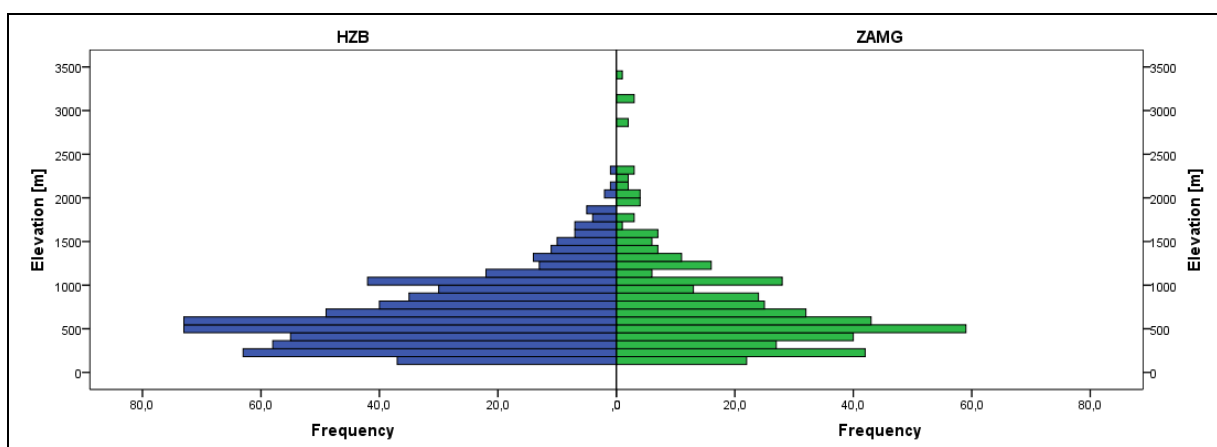


Abbildung 20: Verteilung von HZB- und ZAMG-Stationen hinsichtlich der Stationsseehöhe

Neben der räumlichen „Durchmischung“ zwischen Kalibrierungs- und Validierungsdatensatz, welche, wie in *Abbildung 19* ersichtlich, optimal gegeben ist, muss auch die Vergleichbarkeit

der Stationsanordnung entlang des Höhengradienten erfüllt sein. Auch hier gibt es ausgenommen von den ZAMG-Hochgebirgsstationen eine optimale Entsprechung im Validierungsdatensatz des HZB. In jeder Höhenklasse steht eine ausreichende Anzahl an HZB-Stationen zur Verfügung, um insbesondere die höhenabhängige Variabilität der Temperatur in der Beurteilung der Interpolationsqualität zu berücksichtigen.

In *Abbildung 21* wird als Beispiel die Validierung für das Jahr 2003 dargestellt. Aufgrund der großen Datenmenge, wird hier nur ein Jahr gezeigt; der Vergleich zwischen Temperaturinterpolation und HZB-Beobachtungen wurde auf Tagesbasis für alle in diesem Jahr verfügbaren Stationen vorgenommen. Auf die Darstellung weiterer Jahre wurde verzichtet, da sich die Regressionen sowie Fehlerwerte in allen Jahren ähnlich verhalten. Die geringfügige Tendenz zur negativen bzw. positiven Abweichung am unteren und oberen Ende des Wertebereiches betreffen lediglich Temperaturextremwerte. Aus dem sehr geringen mittleren Fehler (RMSE) von 1.6 °C sowie dem hohen Bestimmtheitsmaß kann der Schluss gezogen werden, dass die Temperaturinterpolation in der Lage ist, in einem hohen Maß die realen Verhältnisse abzubilden – eine wichtige Voraussetzung für die Einbeziehung in die weiteren Modelle.

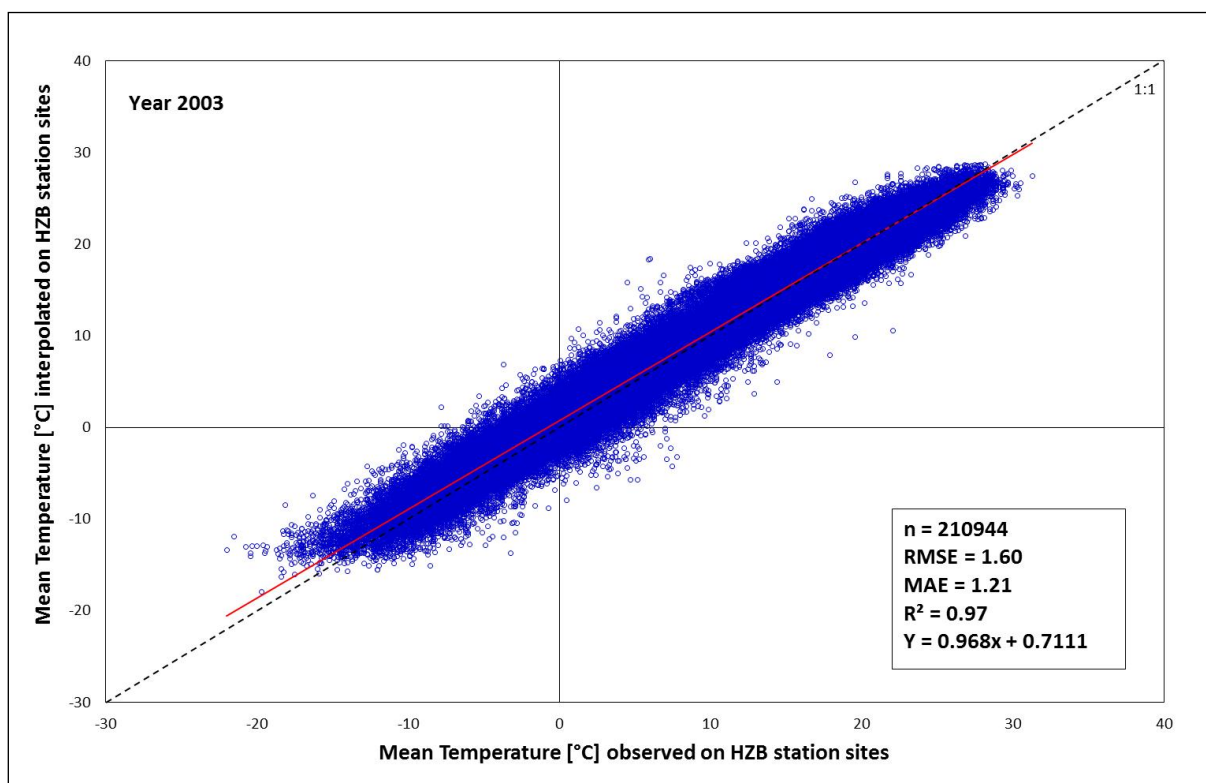


Abbildung 21: Validierung der Temperaturinterpolation an HZB-Stationen im Jahr 2003

Damit eine Evaluierung der Temperaturinterpolation auch in ihren Details vollständig durchgeführt werden kann, würden hochauflösende Temperaturmessreihen entlang von Höhen-, Expositions- und Kleinklimagradienten notwendig sein. Da derartige Daten nicht zur Verfügung stehen, wird in den nachfolgenden Abschnitten das Verhalten der Temperatur entlang von räumlichen Beispielgradienten vorgestellt. Diese können zwar nicht mit Messdaten verglichen werden, eine fachliche Plausibilitätsbeurteilung ist jedoch möglich. Die zwei ausgewählten Transekte befinden sich im Enns- und im Zillertal und erstrecken sich jeweils über das gesamte Tal - *Abbildung 22* zeigt deren genauen Verlauf.

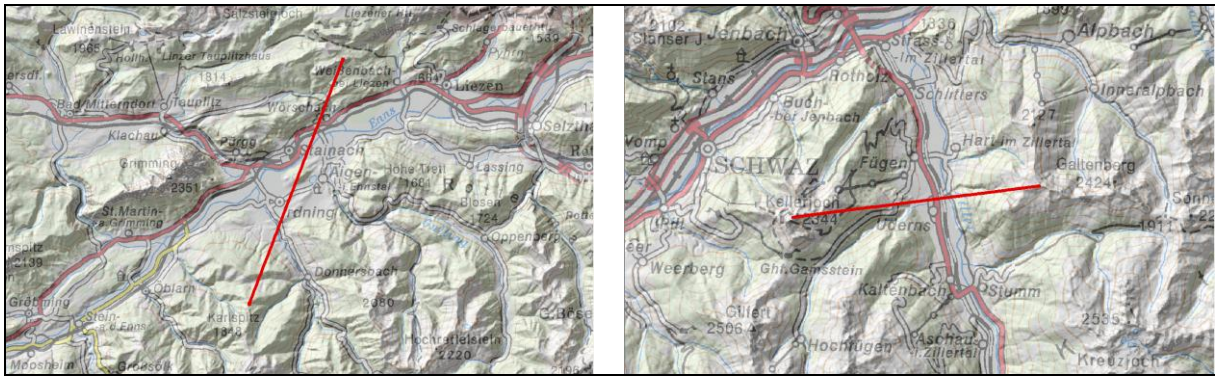


Abbildung 22: Transekte im Ennstal (links) und Zillertal (rechts) für eine detaillierte Evaluierung der Temperaturinterpolation

5.1.3 Evaluierung des Zweischnittmodells

Im Abschnitt 3.3.1 wurde die Implementierung eines Zweischnittmodells für die Temperaturinterpolation beschrieben. Um die Unterschiede zwischen Zwei- und Einschichtmodell darzustellen, wurden die Interpolationsergebnisse aus beiden Methoden verwendet und auf den in *Abbildung 22* definierten Vektoren aufgetragen. Als Datenbasis wird ein Dekadenmittel für den 15. Jänner verwendet; dieser Durchschnittswert über 10 Jahre zeigt eine gewisse Repräsentativität der ausgewählten Täler hinsichtlich des dortigen Temperaturverhaltens. Die ausgewählte Jahreszeit beinhaltet auch die Effekte von Inversionswetterlagen und hebt damit die Sinnhaftigkeit der Anwendung eines Zweischnittmodells besonders hervor. In *Abbildung 23* wird der Temperaturverlauf am Gradienten des Ennstals dargestellt. Die Kurve der Seehöhe zeigt einen etwa 10 km breiten Talverlauf zwischen zwei ähnlichen Erhebungen mit einem 300 Meter hohen Hügel in der Talmitte, dessen Spitze in das für die Interpolation definierte Berggebiet hineinreicht.

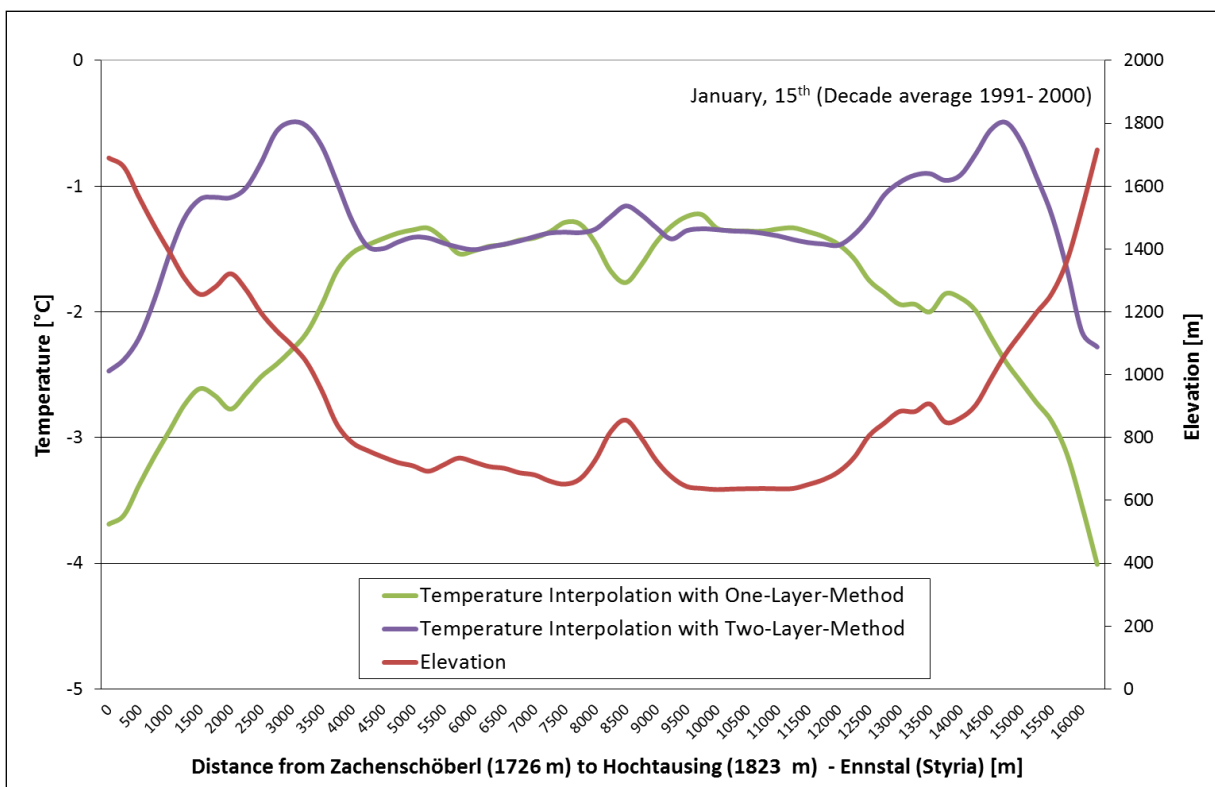


Abbildung 23: Temperaturverlauf entlang des definierten Vektors im Ennstal (15.01. Dekade 1990)

Der Temperaturverlauf des Einschichtmodells zeigt eine auf die Seehöhe abgestimmte Änderung über den gesamten Abschnitt. Im Gegensatz dazu zeigt das Zweischichtmodell ein unterschiedliches Verhalten. Am Talgrund kann ein leicht negativer Höhengradient der Temperatur beobachtet werden, d.h. geringere Seehöhen führen zu einem leichten Anstieg der Temperatur. An den Berghängen ist dieser Verlauf wesentlich stärker ausgeprägt. Dies resultiert aus den unterschiedlichen Steigungen der Regressionsgeraden (vgl. *Abbildung 2*). An den Talrändern kommt es zu deutlichen Unterschieden zwischen den beiden Methoden – hier begegnen sich die für das Berg- und Flachland unterschiedlich angesetzten Höhengradienten mit ihrem Übergangsbereich. Die Temperatur steigt an und fällt mit zunehmender Höhe wieder ab. Durch die Anwendung von Focal Statistics wird diese Grenze noch zusätzlich geglättet.

Besonders auffällig ist auch die Abweichung bei der kleinen Erhebung in der Talmitte, deren Spitze noch dem Berggebiet zugeordnet ist. Die entsprechende Glättung durch den gewichteten Übergang (vgl. 3.1.1) sowie durch die Focal-Statistics-Applikation führt zu einem realistischen Verlauf, der dem des Höhenprofils entspricht. Im unteren Bereich dieses Hügels nimmt die Temperatur etwas ab und mit fortschreitender Höhe wieder zu. Diese Umkehrung des Temperatur-Höhen-Gradientens bildet näherungsweise die Temperatursituation beim Auftreten von Inversionen ab. Auch an den Talrändern ist dieser Effekt zu beobachten; oberhalb der Inversionsschicht sind die Temperaturen höher als am Talgrund und nehmen dann entsprechend der Seehöhe wieder ab.

Der zweite Vektor beschreibt den Temperaturverlauf im Zillertal und ist in *Abbildung 24* dargestellt. Die Unterschiede zwischen Ein- und Zweischichtmodell entsprechen auch hier jenen des Ennstals. Mit zunehmender Höhe nähern sie die beiden Temperaturverläufe wieder an.

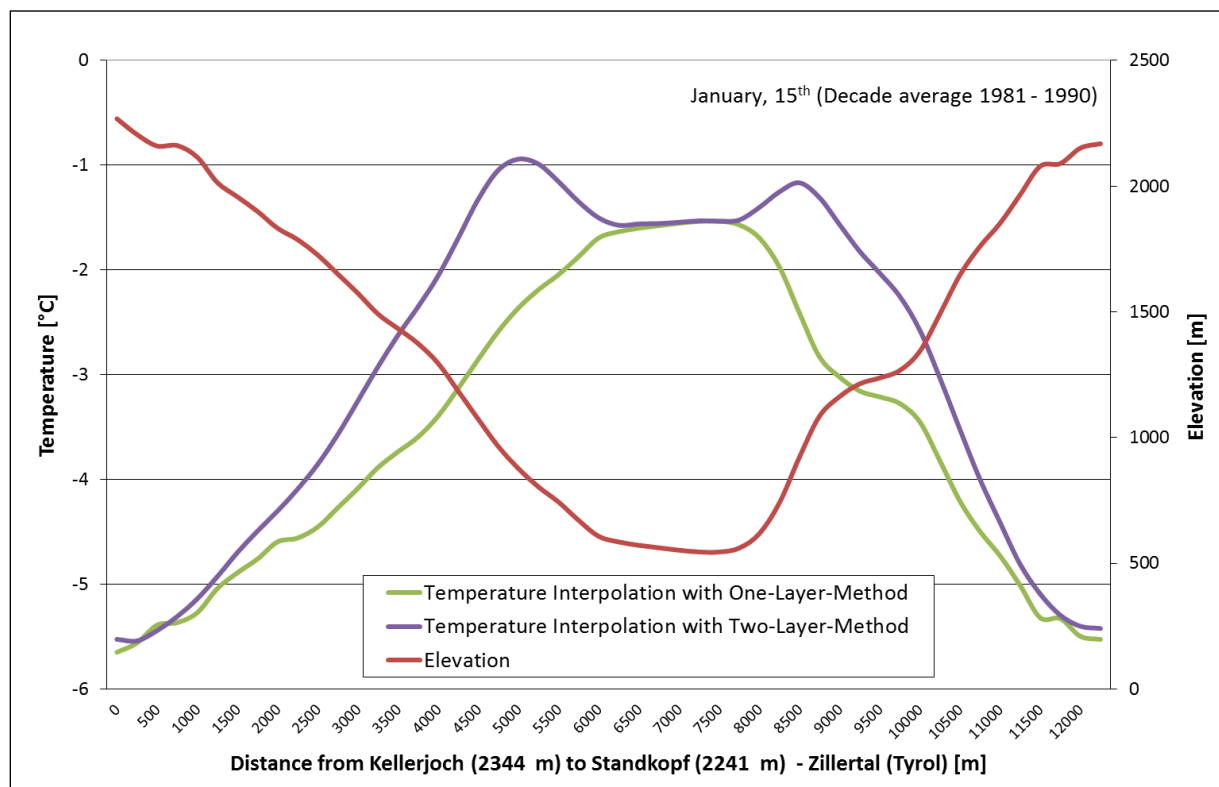


Abbildung 24: Temperaturverlauf entlang des definierten Vektors im Zillertal (15.01. Dekade 1980)

Das Zillertal ist im dargestellten Abschnitt wesentlich enger und deshalb sind die inversionsbedingten Temperaturdepressionen an den Rändern des Talgrundes nicht so deutlich ausgeprägt wie im Ennstal. Der Grund dafür liegt in der Auflösung der Basisdaten mit 250 Metern.

Die verwendeten Glättungen (gewichteter Übergang von Berg- und Talgebiet bzw. Focal Statistics) verwischen hier zusätzlich noch die in der Realität vorhandenen Details. Ein zusätzlicher Glättungseffekt tritt auch durch die Verwendung des Dekadenmittelwertes ein. Das Grundkonzept, nämlich eine Temperaturzunahme oberhalb der Inversionsschicht und die darauffolgende Abnahme mit zunehmender Seehöhe, werden wie im Ennstal abgebildet.

Beide Beispiele veranschaulichen das Prinzip der implementierten Zweischichtmethode recht deutlich und bieten damit eine relativ einfache Möglichkeit, die für die Temperaturinterpolation kritischen Monate der kalten Jahreszeit den realen Verhältnissen besser anzupassen, als dies mit einem Einschichtmodell möglich wäre. Dies spielt vor allem bei der räumlichen Anwendung von Temperatursummen eine Rolle, deren Starttage im Jänner oder Februar liegen, bzw. bei der räumlichen Modellierung des Vegetationsendes, bei dem die Temperaturen bis in den späten November und Dezember hinein berücksichtigt werden müssen.

5.1.4 Evaluierung des Temperaturkorrekturwertes

Die Tatsache, dass die Vegetationsentwicklung im Frühjahr an südexponierten, sonnenbeschienenen Hängen wesentlich früher startet, als auf nordexponierten Lagen, erfordert bei der räumlichen Modellierung eine entsprechende Berücksichtigung.

Die Anwendung eines räumlichen Modells der Lufttemperatur ist für Methoden zur Beschreibung der Vegetationsdynamik eine notwendige Vereinfachung mangels Verfügbarkeit komplexerer räumlicher Modelle. Wie McMaster und Wilhelm (1998) allerdings zeigen, ist auch die Akkumulation der Lufttemperatur dafür geeignet, phänologische Entwicklungsstufen näherungsweise abzubilden. Die Motivation, süd- und nordexponierte Lagen hinsichtlich ihrer Temperaturverteilung zu differenzieren, ist ein Beitrag dazu, sich den realen Verhältnisse noch besser anzunähern.

In Abschnitt 3.3.2 wurde die Methodik der Ableitung eines Zusammenhangs zwischen Globalstrahlung und Temperatur und dessen Applikation auf einen Temperaturkorrekturwert beschrieben. An dieser Stelle soll im Gegensatz zu *Abbildung 12* ein detailliertes Bild der konkreten Umsetzung geboten werden. Wie schon im vorigen Abschnitt werden auch für diese Untersuchung dieselben Vektoren im Enns- und Zillertal verwendet. Die farbliche Klassifizierung in *Abbildung 25* entspricht mit Blauwerten einem niedrigen und mit Rot einem hohen Korrekturwert. Auf eine Legende wird verzichtet, da die exakten Werte aus den Kurven der nachfolgenden Abbildungen abgelesen werden können.

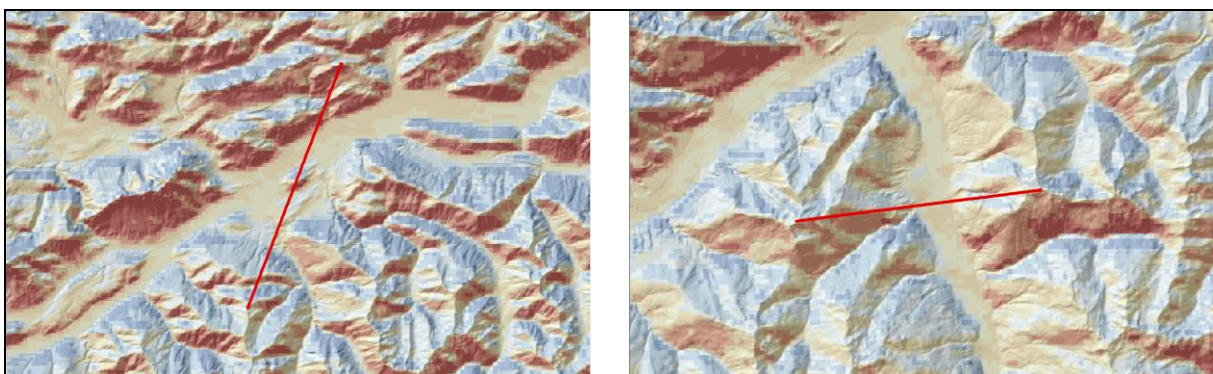


Abbildung 25: Transekte im Ennstal (links) und Zillertal (rechts) für eine detaillierte Darstellung der Temperaturkorrekturwerte

Beide Vektoren beziehen sich auf einen Talquerschnitt, wobei das horizontal ausgerichtete Ennstal von Süden nach Norden durchzogen wird, das vertikal ausgerichtete Zillertal von Westen nach Osten. Der Korrekturwert im Ennstal, dargestellt in *Abbildung 26*, variiert stärker als im Zillertal (vgl. *Abbildung 27*), da hier die Nord-Süd-Exposition wesentlich mehr Einfluss hat. Die

Erhebung in der Talmitte des Ennstals (bei Entfernung 8000 m) zeigt deutlich die Auswirkung auf den Korrekturwert. Zunächst schneidet der Vektor die südexponierte Lage des Hangs und darauf folgend die nördlich ausgerichtete Seite. Die Temperatur unterscheidet sich hier um ca. 2,5 °C; dies ist bei einer Inklination der Sonneneinstrahlung am 16. März ein plausibler Wert.

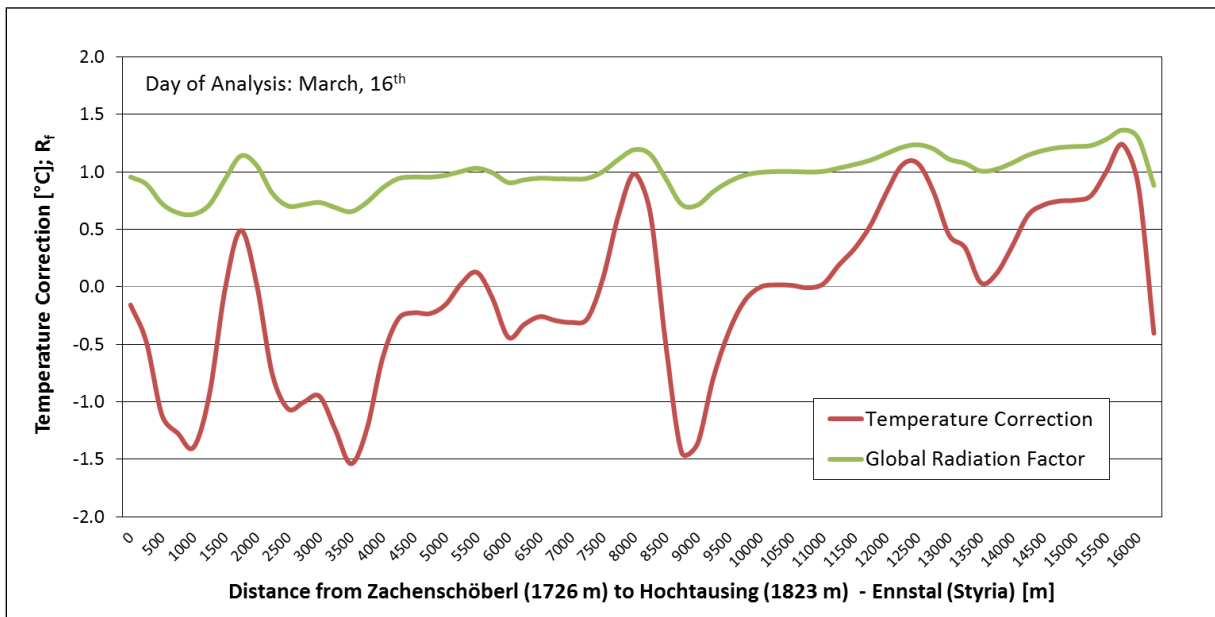


Abbildung 26: Verlauf des Temperaturkorrekturwertes und des Globalstrahlungsfaktors im Gelände des Ennstals am 16. März

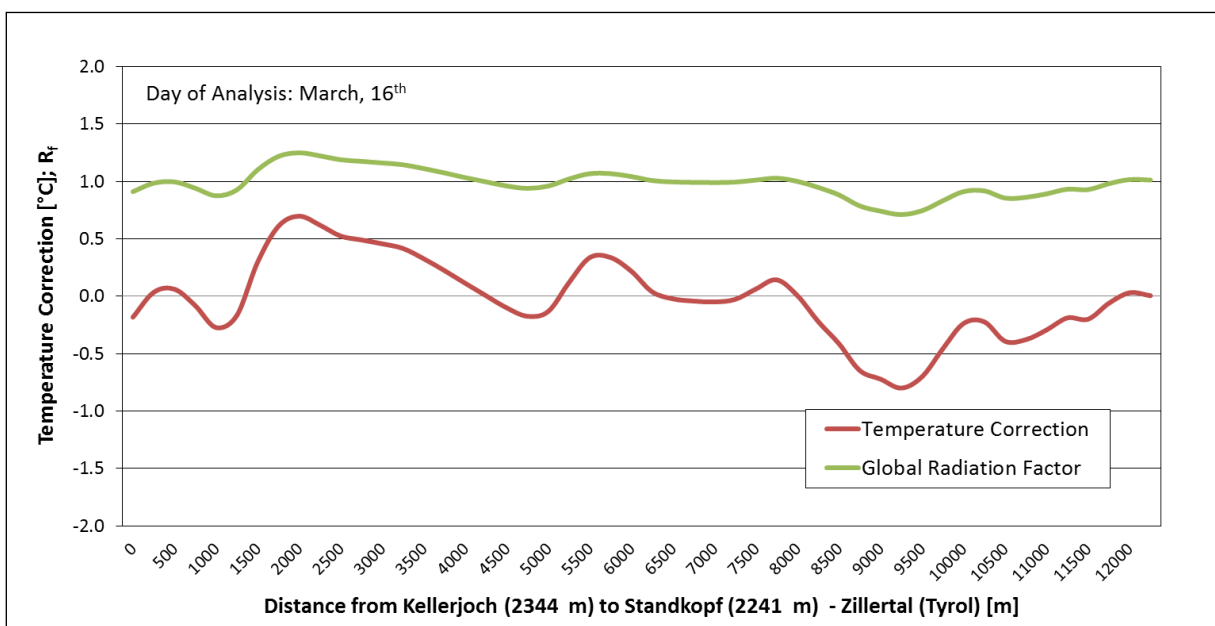


Abbildung 27: Verlauf des Temperaturkorrekturwertes und des Globalstrahlungsfaktors im Gelände des Zillertals am 16. März

Die Temperaturkorrektur stellt einen Mittelwert dar (vgl. Abschnitt 3.3.2) und wird mit der interpolierten Temperaturoberfläche des entsprechenden Tages addiert. Dies beeinflusst zwar die Temperaturverteilung eines Tages nicht sonderlich, werden diese allerdings akkumuliert (z.B. für die Berechnung der Vegetationsperiode) sind die Unterschiede hinsichtlich der Topographie deutlich festzustellen. Leider können die Ergebnisse nicht statistisch exakt ausgewertet werden, da keine Temperaturmessreihen entlang des Expositionsgredienten verfügbar sind.

5.2 Evaluierung der thermische Vegetationsperiode

Das Pflanzenwachstum wird durch eine Reihe von Umweltbedingungen und physiologischen Prozessen beeinflusst, die in ihrer Vielfalt kaum auf räumliche Modelle abgebildet werden können. In der gemäßigten Zone ist vor allem die Temperatur und Tageslänge dafür geeignet, die Entwicklungsphasen des Pflanzenwachstums hinreichend zu beschreiben (Menzel, 2002). Auf Basis dieser Grundannahme sind die Voraussetzungen zur Darstellung der Vegetationsperiode auf einer Österreichkarte zum einen die kontinuierlichen Oberflächen der Temperatur (vgl. Abschnitt 3.3) und zum anderen geeignete Methoden, diese Temperaturinformation hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Vegetation auszuwerten.

Die einheitliche Definition der Vegetationsperiode auf Basis meteorologischer Parameter ist aufgrund der verschiedenen Klimaräume und der unterschiedlichen Sensibilität von Kulturarten kaum möglich. In der wissenschaftlichen Literatur findet sich eine Vielzahl von Definitionen, die sich im Wesentlichen dadurch unterscheiden, dass eine zusammenhängende Periode von Tagen (meist fünf Tage) daraufhin untersucht wird, ob ein bestimmter Temperaturschwellwert über- oder unterschritten wird (meist sind dies 5 °C). Zusätzlich spielen Frosttage bzw. tiefe Temperaturen, je nach Grad der artenspezifischen Kälteresistenz, eine bedeutende Rolle (Carter, 1998, Frich *et al.*, 2002, Menzel *et al.*, 2003, Walther und Linderholm, 2006).

Das vorliegende Projekt beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit der räumlichen Umsetzung von Modellen zur Beschreibung der Vegetationsperiode. Primär befasst sich diese Arbeit also mit der Implementierung verschiedener Algorithmen zur Erstellung von Karten. Die wichtigste Anforderung an die Programmierung ist die Erreichung eines Höchstmaßes an Flexibilität, damit verschiedene Parametereinstellungen (Temperaturschwellwerte, Anzahl der Tage, Moving-Window-Konzept, usw.) auf einfache Weise vorgenommen und die Temperaturinformationen auf effektive und effiziente Weise kombiniert werden können. Eine Optimierung der Parameter zur Beschreibung der Vegetationsperiode ist im Projektkontext von sekundärer Bedeutung.

Das am häufigsten verwendete Kriterium für den Vegetationsbeginn ist mit einer Überschreitung der Tagesmitteltemperatur von 5 °C für die Dauer von 5 Tagen definiert. Beim Vegetationsende werden 5 °C Tagesmitteltemperatur für die Dauer von 5 Tagen unterschritten. Diese Methode wurde, wie in Abschnitt 4.1.1 beschrieben, so implementiert, dass sowohl der Temperaturschwellwert als auch die Anzahl der Tage beliebig verändert werden können. Die Ergebnisse der anderen beiden Methoden (vgl. Abschnitt 4.1.2 und 4.1.3) werden in Beziehung zu dieser Standardmethode gesetzt.

Die weite Verbreitung und Etablierung des 5 °C - 5 Tages-Kriteriums mit leichten Variationen als klimatologischer Standard zur Definition der Vegetationsperiode liegt einerseits in der relativ leichten Verfügbarkeit langer Zeitreihen von Temperaturbeobachtungen und andererseits in deren einfachen und zeiteffizienten Verarbeitung begründet. Gerade für klimatologische Anwendungen liefert die Berechnung der Vegetationsperiode einen wichtigen Indikator für die sich verändernden Klimabedingungen (Walther und Linderholm, 2006).

Bei der Verwendung von Informationen zur Vegetationsperiode für agrarmeteorologische Fragestellungen liegt der Focus nicht im Aufzeigen von langjährigen Veränderungen, sondern in der möglichst guten Abbildung der tatsächlichen Situation eines bestimmten Jahres, unter Umständen auch noch auf eine spezifische Kulturart abgestimmt. Wachstums- und Ertragsmodelle sind beispielsweise oft darauf angewiesen, ab einem definierten Datum mit diversen Untersuchungen wie Temperaturakkumulation, Bodenwasserhaushaltsberechnungen, usw. zu beginnen (Trnka *et al.*, 2006). Aus pflanzenbaulicher Sicht ist deshalb vor allem der Beginn der Vegetationsperiode interessant und eine möglichst gute Näherung zu den tatsächlichen Verhältnissen wünschenswert. Die Umsetzung als räumliches Modell erschwert dieses Vorhaben, da lediglich meteorologische und topographische Parameter herangezogen werden. Pflanzenphysiologische Aspekte können nur

mittels aufwendiger Modelle beschrieben werden, deren räumliche Implementierung oft an den nicht verfügbaren Basisdaten scheitert (z.B. Bodendaten in ausreichender Genauigkeit).

Die drei implementierten Methoden (vgl. Abschnitt 4.1) unterscheiden sich in ihrer Komplexität bei der Verarbeitung der Temperaturinformation und wurden für die Jahre 1990 bis 2009 sowie für die Dekadenmittel 1960 bis 2000 in einer räumlichen Auflösung von 250 Metern gerechnet. Die Parameter für den Moving-Windows-Prozess sowie Temperaturschwellwerte wurden auf Basis umfangreicher Testläufe gesetzt, jedoch keiner systematischen Optimierung unterzogen.

5.2.1 Vegetationsbeginn

Am Beispiel des Jahres 1999 werden alle drei Varianten der Implementierung dargestellt. Die Standardmethode in *Abbildung 28* zeigt in weiten Teilen des Flachlandes sowie in den größeren Alpentälern einen deutlich früheren Vegetationsbeginn.

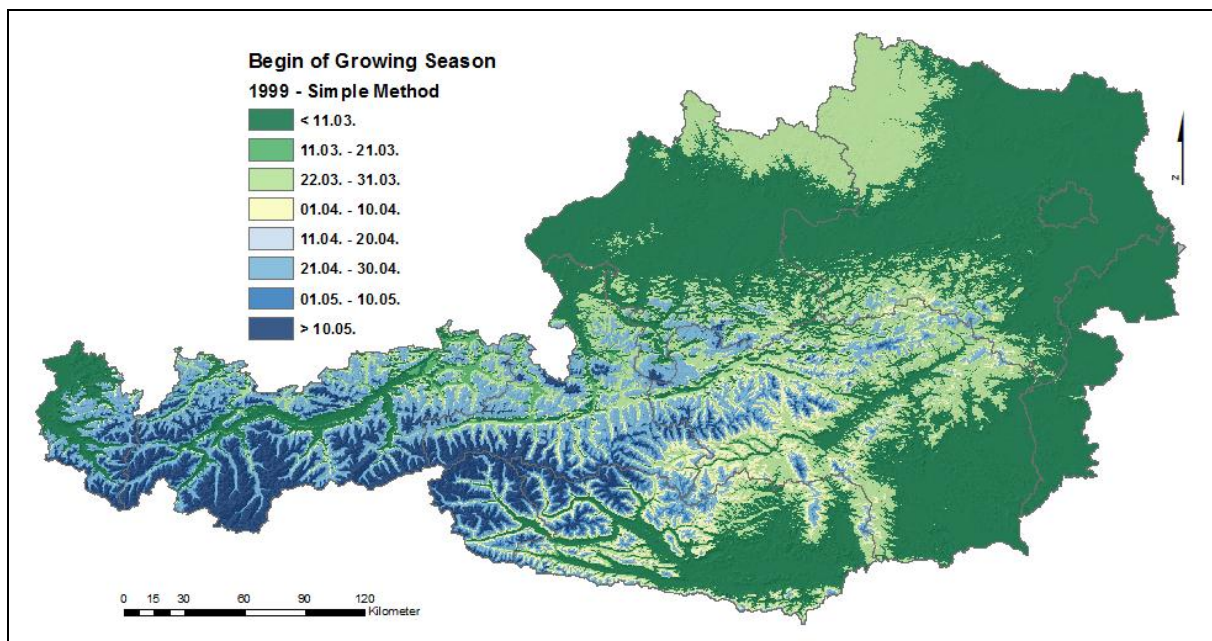


Abbildung 28: Vegetationsbeginn im Jahr 1999 nach der Standard-Methode

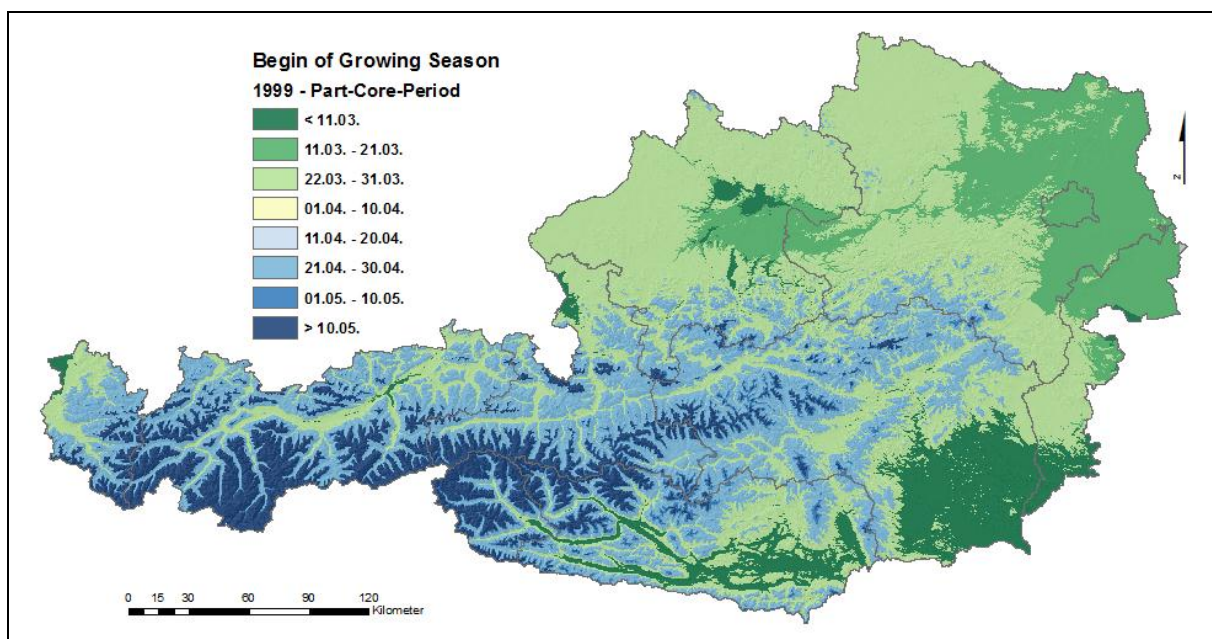


Abbildung 29: Vegetationsbeginn im Jahr 1999 nach der Teil-Kern-Perioden-Methode

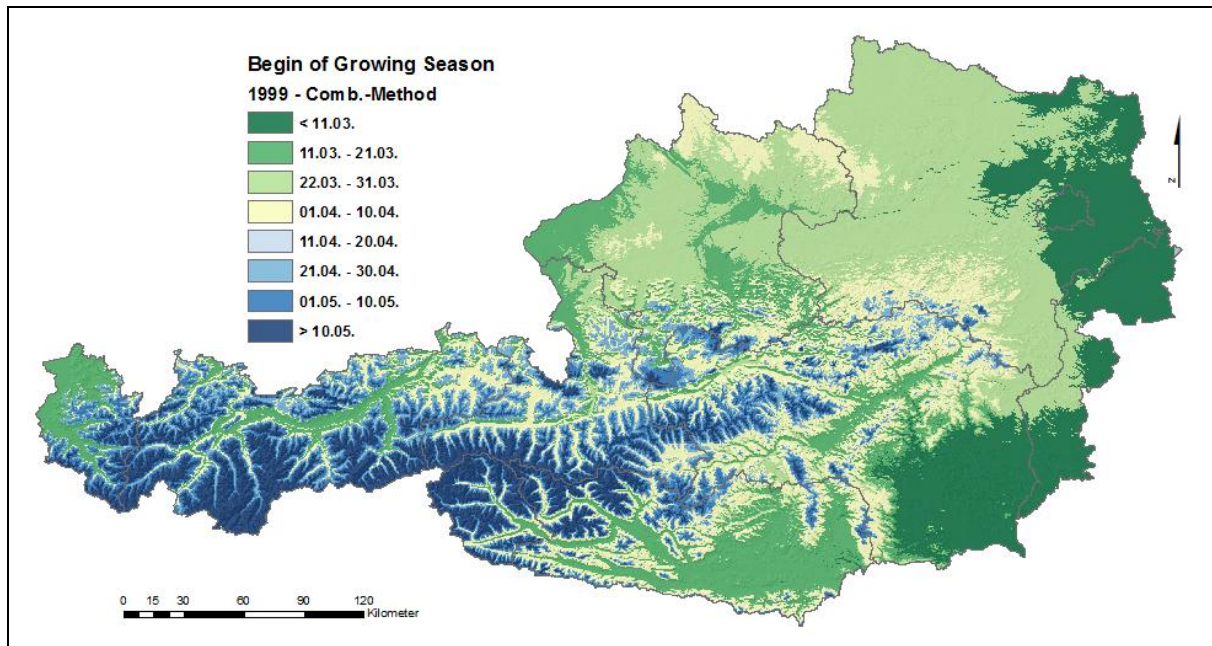


Abbildung 30: Vegetationsbeginn im Jahr 1999 nach der Kriterienkombinationsmethode

Alle implementierten Methoden beruhen auf der Annahme, dass ein anhaltender Wärmereiz den Vegetationsbeginn auslöst. In der hier gerechneten Standardmethode muss die Tagesmitteltemperatur der Luft (gemessen in 2 m Höhe über Grund) an fünf aufeinanderfolgenden Tagen $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ überschreiten. Die Prüfung dieses Kriteriums wird Zelle für Zelle vorgenommen, d.h. es werden ständig fünf aufeinanderfolgende Temperaturraaster auf die Überschreitung des Temperaturschwellwertes geprüft. Die Ergebnisse in den einzelnen Zellen hängen somit sehr stark von der Qualität der Temperaturinterpolation ab. Hier spielt auch die Unterscheidung zwischen Nord- und Südexposition eine wichtige Rolle.

Die zweite Methode (Teil-Kern-Periode) unterscheidet sich erheblich von der Standardmethode (vgl. *Abbildung 29*), da die Temperaturbedingungen ausgehend vom Beginn der Kernperiode, in der sich die Temperatur ständig über $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ befindet, rückwärts bis Anfang März untersucht werden (vgl. Abschnitt 4.1.2). Wie bei allen Ansätzen mit diskreten Schwellwerten ist hier die Gefahr von „Ausreißen“ besonders groß. Wenn das Kriterium in einem Zeitabschnitt, an dem der Beginn tatsächlich eintritt, nur knapp verfehlt wurde, kann es bis zum errechneten Eintrittstag aufgrund der Kombination von warmen und kalten Teilperioden erhebliche Zeitabstände geben. Durch die ab der Kernperiode rückwertig durchgeführte Analyse tendiert dieser Ansatz eher dazu, den Vegetationsbeginn später festzusetzen. Der Vorteil besteht darin, dass die Temperatur in der eigentlichen Vegetationsperiode betrachtet wird, wo hingegen bei der Standard- als auch bei der kombinierten Methode lediglich die Temperaturverhältnisse vor der eigentlichen Vegetationsperiode eine Rolle spielen.

Der dritte, kombinierte Ansatz orientiert sich stark an der Standardmethode, versucht jedoch durch die Kombination verschiedener Temperaturschwellwerte, den Einfluss außergewöhnlicher Situationen und damit eine zu scharfe Abgrenzung abzuschwächen. In der vorliegenden Implementierung wurde, wie in Abschnitt 4.1.3 beschrieben, ein Zeitfenster von sechs Tagen gewählt. In dieser Periode muss die durchschnittliche Temperatur über $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ und an drei aufeinanderfolgenden Tagen innerhalb der 6-Tages-Periode die Tagesmitteltemperatur über $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegen. Außerdem darf in den sechs Tagen kein Frostereignis stattfinden (Tagesmitteltemperatur $< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Die Kombination mehrerer Schwellwerte führt dazu, dass sich bei der räumlichen Implementierung in der Regel ein deutlich heterogeneres Bild als bei den anderen Methoden ergibt (vgl. *Abbildung 30*). Dieser Algorithmus zeigt eine sehr ausgeprägte Reaktion auf die

topographischen Gegebenheiten. Tendenziell ergibt sich in den Übergängen zwischen Flach- und Bergland ein im Gegensatz zur Standardmethode etwas späterer Vegetationsbeginn.

Die Unterschiede zwischen den drei Varianten sind zum Teil erheblich und können bis zu 20 Tagen betragen. Da zum einen die Definition des Vegetationsbeginns nicht einheitlich und vielfach artenspezifisch ist und zum anderen auch keine exakten Messungen vorliegen, ist eine lückenlose Validierung der Unterschiede nicht möglich. Die Bewertung der Methoden beschränkt sich daher auf eine vergleichende Darstellung und der Berücksichtigung weiterer meteorologischer Parameter, welche sich auf die vegetative Phase von Pflanzen auswirken (Frosttage, Schneebedeckung).

Wie die einzelnen Methoden auf die der Topographie angepassten Temperaturinterpolation reagieren, zeigt *Abbildung 31*. Als Beispiel wird der Verlauf des Vegetationsbeginns entlang des bereits definierten Vektors im steirischen Ennstal (vgl. *Abbildung 22*) dargestellt. Die Standardmethode reagiert auf den expositionsabhängigen Temperaturkorrekturwert (vgl. Abschnitt 3.3.2) besonders sensibel – dies ist deutlich an der kleinen Erhebung in der Talmitte zu sehen. Der südexponierte Hang weist einen extrem frühen Beginn auf. An den Talrändern fällt auf, dass die Teil-Kern-Perioden-Methode einen unrealistisch späten Vegetationsbeginn errechnet, im Talbereich nähert sich der Verlauf den beiden anderen Methoden an. Der kombinierte Ansatz verhält sich an den Hängen ähnlich wie die Standardmethode, führt jedoch am Südhang in der Talmitte nicht zu einer „Überreaktion“. Grundsätzlich zeigen die Ergebnisse entlang des gesamten Talquerschnittes einen etwas späteren Vegetationsbeginn im Vergleich zu Standardmethode. Hier kommt im Wesentlichen das zusätzliche Kriterium von frostfreien Tagen zum Tragen.

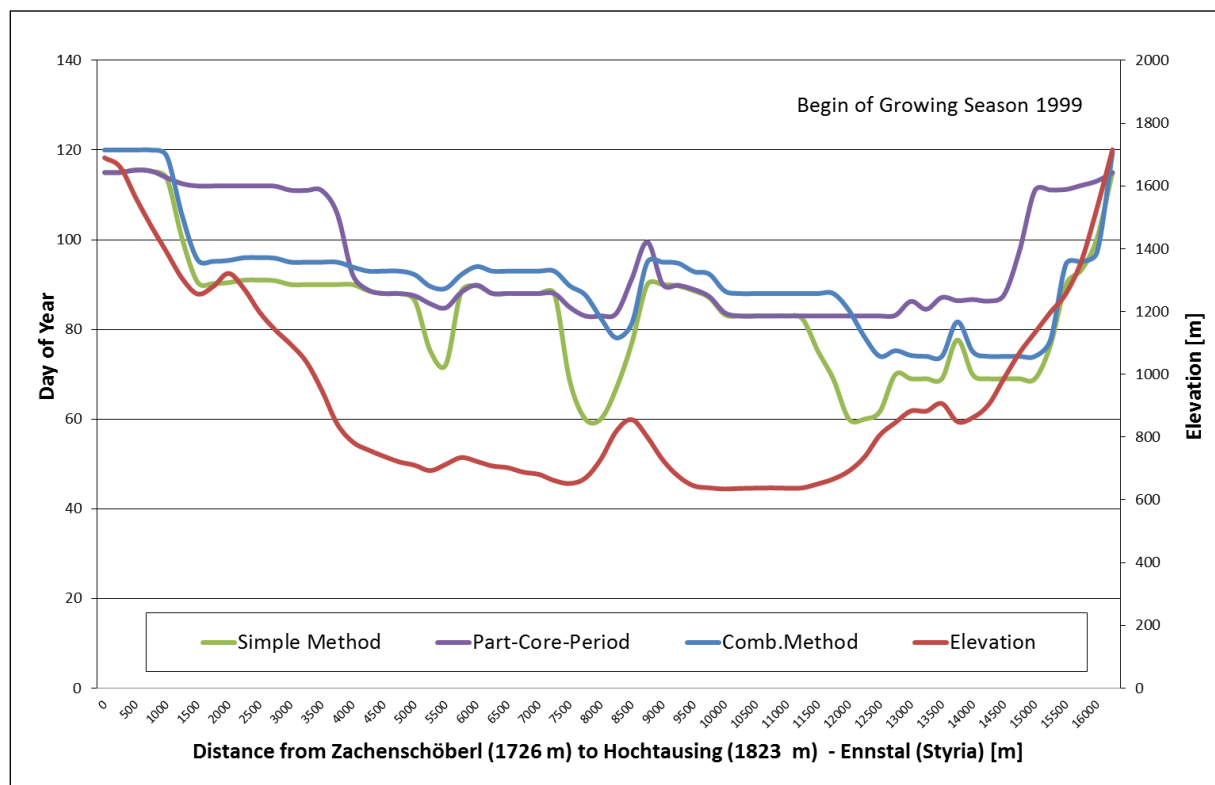


Abbildung 31: Methodenvergleich zum Vegetationsbeginn 1999 im Ennstal

Einzelne Frostereignisse führen im Grünland nicht zu einem Stillstand der Vegetation, vor allem dann nicht, wenn ihnen bereits längere Warmperioden vorangegangen sind. Die Anzahl an Frosttagen nach dem durch die unterschiedlichen Methoden errechneten Vegetationsbeginn ist zwar kein Qualitätskriterium, lässt aber einen Vergleich der relativen Unterschiede

eines früher bzw. später festgesetzten Datums zu. In *Abbildung 32* wurde für jedes Jahr ein Mittelwert der Anzahl an massiven Frosttagen (Tagesminimumtemperatur $\leq 2\text{ °C}$) über alle Stationen gebildet, welche nach dem errechneten Eintrittsdatum der Vegetationsperiode aufgetreten sind. Hier hebt sich wenig überraschend die Teil-Kern-Perioden-Methode stark von den anderen beiden ab. Die kombinierte Methode führt im Mittel über alle Stationen und Jahre zu etwas weniger Frosttagen als die Standardmethode, d.h. der Vegetationsbeginn wird generell etwas später festgesetzt.

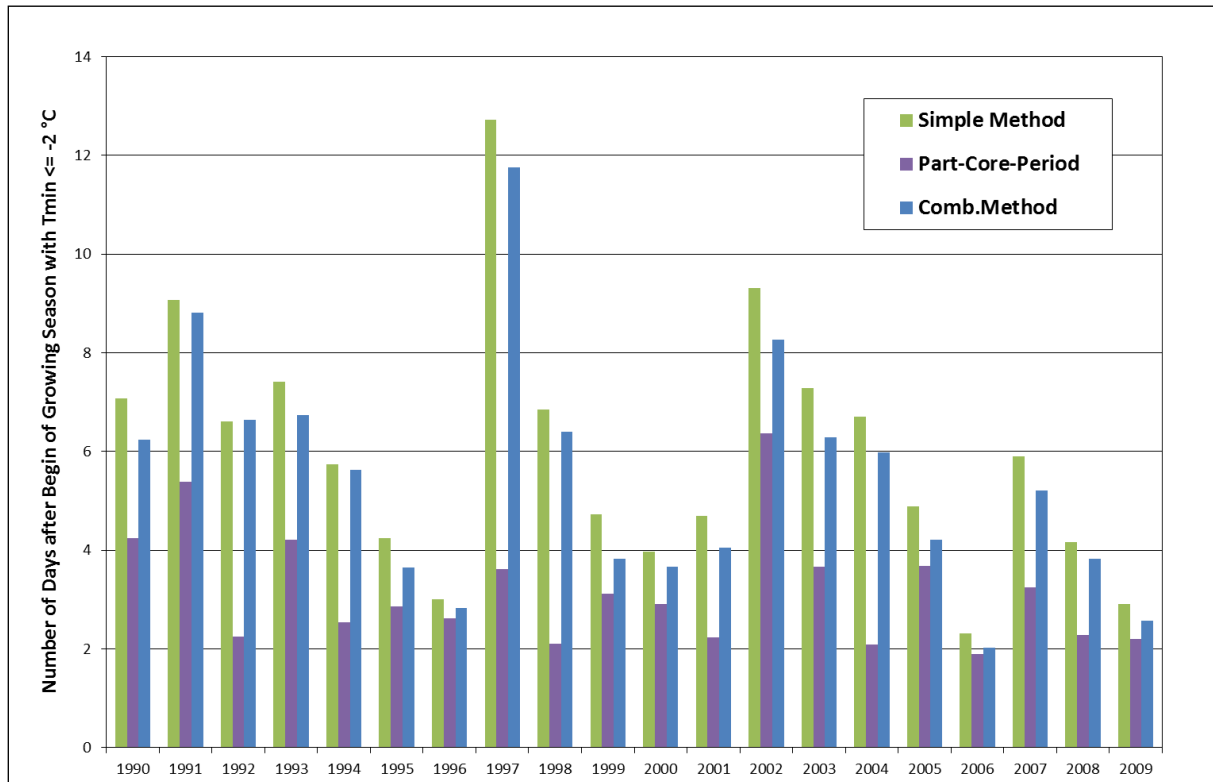


Abbildung 32: Anzahl von Frostereignissen nach dem errechneten Vegetationsbeginn

Während die auf den Vegetationsbeginn folgenden Frosttage kein ausschließendes Kriterium für dessen Richtigkeit darstellen, ist eine Festsetzung des Vegetationsbeginns bei einer vorhandenen Schneedecke definitiv unmöglich. Gerade im Bergland befindet sich die Schneedecke im Frühjahr trotz zunehmender Erwärmung oft noch im Abschmelzen. Erst danach kann die Vegetation aus der Ruhephase in eine vegetative Phase übergehen. Im vorliegenden Projekt wurde aus zeitlichen Gründen darauf verzichtet, eine räumliche Modellierung der Schneebedeckung zu integrieren. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass eine zusätzliche Berücksichtigung des Schnees zu einer wesentlichen Verbesserung der Ergebnisse beiträgt.

In einer früheren Arbeit wurde ein räumliches Modell entwickelt (Schaumberger *et al.*, 2008), das dafür geeignet ist, den Vegetationsbeginn mit dem zusätzlichen Kriterium für die Schneebedeckung zu versehen. In weiterführenden Arbeiten ist dies unbedingt durchzuführen, wie eine Auswertung in *Abbildung 33* zeigt. Hier wird die Anzahl an Stationen gezeigt, welche zum Zeitpunkt des Vegetationsbeginns noch eine Schneebedeckung hatten. Bei dem sehr früh einsetzenden Vegetationsbeginn nach der Standardmethode wird deutlich, dass von etwa 200 bis 250 ZAMG-Wetterstationen in manchen Jahren ein beträchtlicher Anteil unter einer Schneedecke liegt. Die kombinierte Methode gleicht sich hier der Teil-Kern-Periode an und unterschreitet diese sogar in den meisten Jahren. Es kann daraus geschlossen werden, dass die

kombinierte Methode ein deutlich besseres bzw. plausibleres Ergebnis als die Standardmethode liefert, wenn die Schneebedeckung nicht in die Berechnung mit einbezogen wird.

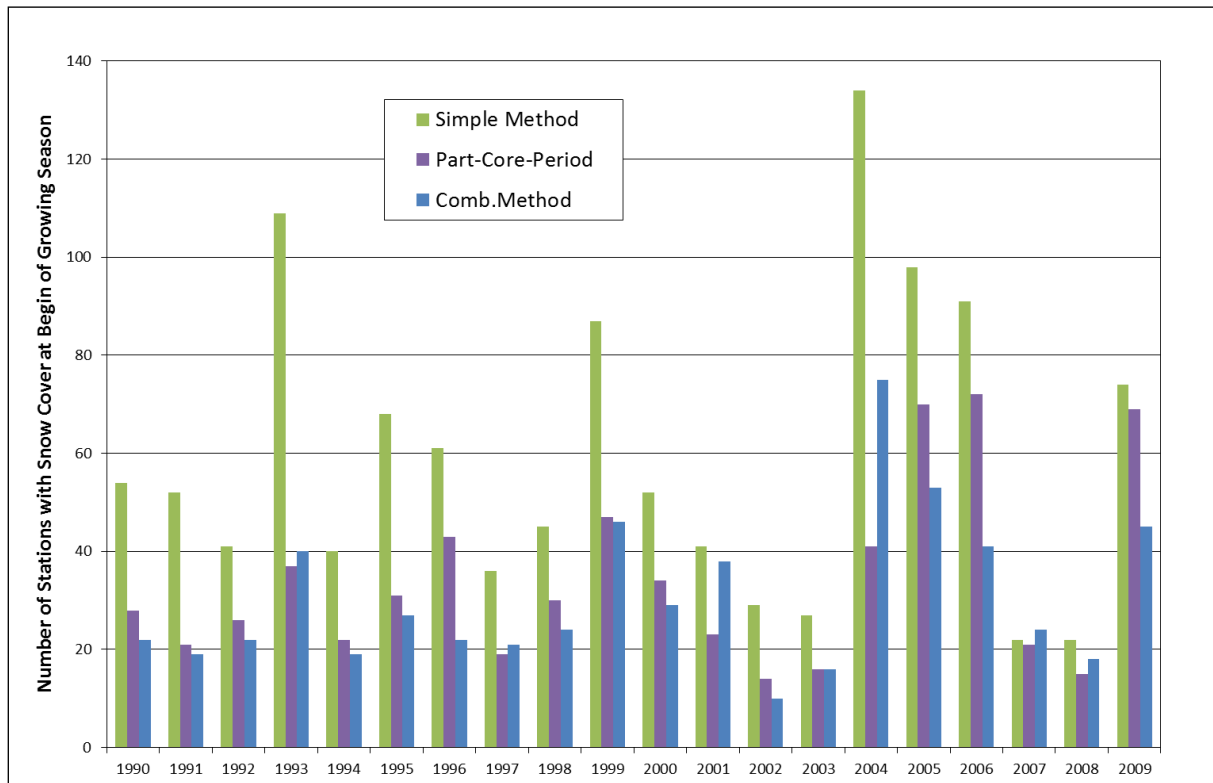


Abbildung 33: Anzahl von Beobachtungsstationen mit Schneebedeckung zum Zeitpunkt des errechneten Vegetationsbeginns

Im Grünland beginnt die Vegetation mit dem Ergrünen der Wiesen. Die Dauerwiese als Kulturart besteht aus vielen unterschiedlichen Arten und Sorten, welche auf die Wärmereize im Frühjahr auch unterschiedlich reagieren. Die Beobachtung der phänologischen Phase „Dauergrünland Ergrünen Schossen“ ist deshalb im Vergleich zu anderen Eintrittsphasen (z.B. Forsythe Blüte) relativ schwierig durchzuführen. Zum einen hängt die Feststellung des Eintritts stark vom betrachteten Feld und dessen Pflanzenbestandszusammensetzung ab, zum anderen kann eine gewisse Subjektivität in der Beurteilung durch den Beobachter nicht ausgeschlossen werden. Um die Unsicherheiten im Beobachtungsdatum auf ein mittleres Maß einzuschränken, werden im vorliegenden Projekt ausschließlich die mit einem phänologischen Modell verarbeiteten Beobachtungsdaten verwendet.

Der Vergleich der Phase „Dauergrünland Ergrünen Schossen“ mit dem Eintrittsdatum der thermischen Vegetationsperiode wirft außerdem die Frage auf, ob die vereinfachte Modellierung mit Temperaturschwellwerten ausreicht, die komplexen pflanzenphysiologischen Prozesse zu beschreiben, die den Beginn der vegetativen Phase im Grünland einleiten. Wie die Auswertung in *Abbildung 34* zeigt, ist zwar ein schwacher Zusammenhang feststellbar, der jedoch erheblichen zeitlichen und räumlichen Schwankungen unterliegt. Die Korrelation zwischen phänologischem Eintrittsdatum des Ergrüens und dem thermischen Vegetationsbeginn muss unter dem Gesichtspunkt der oben dargestellten Unsicherheiten betrachtet werden. Alle Methoden zeigen im Vergleich zum Ergrünen der Wiese einen deutlich früheren Beginn, wobei die Teil-Kern-Periode sich durch etwas spätere Termine hervorhebt. Die systematischen Unterschiede sind jedoch in allen drei Varianten ähnlich. Zusammengefasst muss festgestellt werden, dass sich die Modellierung der thermischen Vegetationsperiode nicht dazu eignet, den Beginn nach der Definition „Dauergrünland Ergrünen Schossen“ hinreichend genau zu

beschreiben. Die systematische Abweichung der Regressionsgeraden zeigt, dass zwischen den beiden Ergebnissen eine grundsätzliche Unterschiedlichkeit herrscht, deren Ursachen zum einen in den bestehenden Fehlerräumen der phänologischen Beobachtungen und zum anderen in einer zeitlichen Verschiebung von bis zu 20 Tagen liegt.

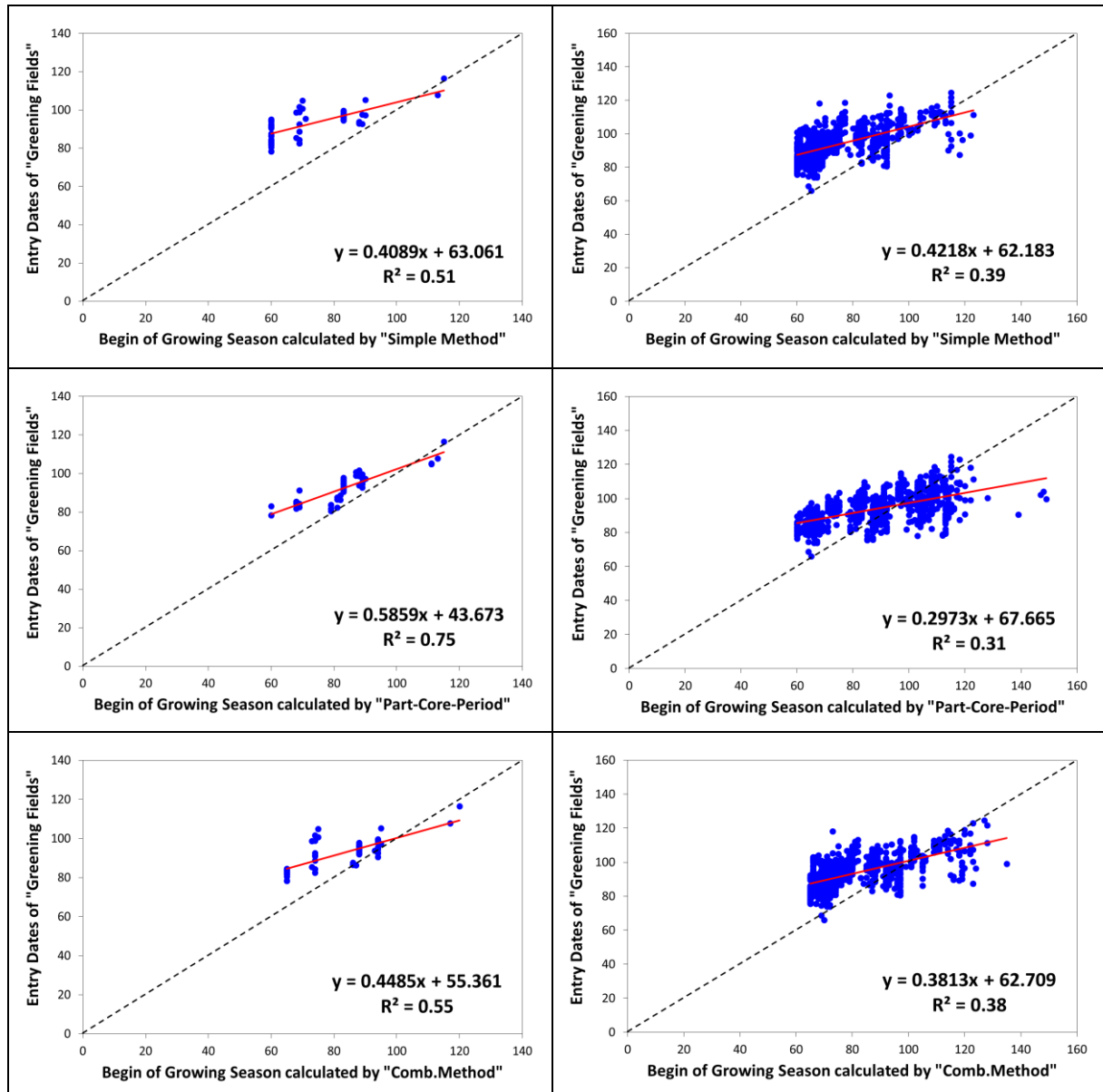


Abbildung 34: Korrelation von thermischem Vegetationsbeginn unter Verwendung unterschiedlicher Methoden und dem Eintrittsdatum „Dauergrünland Ergrünen Schossen“ für das Jahr 2009 (links) sowie für sämtliche Beobachtungen (rechts) im Zeitraum 1990 bis 2008

Dieser Unterschied wird unter anderem auf die verzögerte Wirkung der Lufttemperatur auf den Bodentemperaturhaushalt sowie in einigen Fällen auf die Nichtberücksichtigung der Schneebedeckung zurückzuführen sein. Der zeitliche Abstand wird mit späteren Terminen deutlich geringer, bis sich eine Umkehrung dieses Verhältnisses etwa um den Tag 100 ergibt. Da die Vegetationsmodelle nur mit Schwellwerten, nicht aber mit Temperatursummen arbeiten, wird das mit fortschreitender Dauer des Frühjahrs zunehmende Energieangebot nicht berücksichtigt. Die Verhältnisse hinsichtlich Boden und Photoperiode verändern sich mehr und mehr. Auch wenn die für den thermischen Vegetationsbeginn definierten Temperaturkriterien nicht vollständig erfüllt werden, ist ein Ergrünen des Dauergrünlands noch vor dem starr defi-

nierten thermischen Beginn wahrscheinlich. Diese Beschreibung bezieht sich nicht auf Experimente, sondern versucht lediglich, plausible Erklärungen für den in *Abbildung 34* gezeigten Sachverhalt, zu finden. Die Komplexität der hier zu bearbeitenden Fragestellungen übersteigt den Rahmen des vorliegenden Projektes bei weitem und muss für künftige Forschungsvorhaben offen gelassen werden.

5.2.2 Vegetationsende

Das Ende der Vegetationsperiode ist um einiges schwieriger zu modellieren. Neben der Temperatur, welche für die Definition der klimatologischen Vegetationsperiode herangezogen wird, beeinflussen weitere Parameter den Übergang in die Ruheperiode. Massive Frostereignisse („killing frosts“) können beispielsweise frühzeitig zur Stagnation des Wachstums auf den Grünlandfeldern führen und damit für die Kultur den Beginn der Ruhephase markieren. Allerdings ist die Festsetzung der Temperatur für einen „killing frost“ problematisch und fehleranfällig (Brinkmann, 1979), insbesondere bei der hohen Artenvielfalt, wie wir sie bei der Pflanzenbestandszusammensetzung im Grünland vorfinden. Die Tageslänge nimmt im Herbst ab und stellt zusätzlich zu tiefen Temperaturen einen limitierenden Faktor dar.

Auch die Abgrenzung der phänologischen Vegetationsperiode ist im Herbst wesentlich komplexer als im Frühjahr. Bis zum Herbst hin nimmt die Genauigkeit von phänologischen Phasen stetig ab und damit sind sie auch schwieriger zu analysieren (Estrella und Menzel, 2006). Die Lufttemperatur beeinflusst bis zu drei Monaten vor dem Eintritt die phänologischen Phasen im Sommer und Herbst (Sparks und Menzel, 2002). Die Laubverfärbung wird unter anderem durch zwei gegensätzliche Temperaturfaktoren beeinflusst: ein warmer Frühsommer verfrüht, ein warmer Spätsommer verzögert die Laubverfärbung. Die Temperatursituation der gesamten Vegetationsperiode hat Einfluss auf deren Länge. So kann beispielsweise mit den Monatsmitteltemperaturen von Februar bis März die Länge der Vegetationsperiode zur Hälfte erklärt werden (Menzel, 2003).

Die hier als Beispiele angeführten Arbeiten zu diesem Thema zeigen, dass das Ende der Vegetationsperiode mit einfachen Temperaturschwellwerten, wie sie im vorliegenden Projekt verwendet werden, nur schwer beschrieben werden kann. Bei einer europaweiten Untersuchung wurde festgestellt, dass das Vegetationsende sich wesentlich homogener präsentiert, als dies beim Vegetationsbeginn der Fall ist (Chmielewski und Rötzer, 2001). Für die räumliche Implementierung heißt dies, dass Kälteeinbrüche im Herbst oft großflächig erfolgen und damit gleichzeitig für große Gebiete die Temperaturkriterien als Bedingung für das Vegetationsende erfüllt werden.

Zur Definition der klimatologischen Vegetationsperiode werden die für den Beginn herangezogenen Kriterien meist umgekehrt angewendet. Die hier implementierte Standardperiode ergibt sich somit durch das Unterschreiten des 5 °C-Temperaturschwellwertes für die Dauer von fünf aufeinanderfolgenden Tagen. Frostereignisse werden nicht explizit einbezogen.

Im hier fortgesetzten Beispiel der Vegetationsperiode 1999 ist um die Oktobermitte ein großflächiger Kälteeinbruch im Flachland festzustellen (vgl. *Abbildung 35*). Für das Grünland ist das Vegetationsende mit dieser Berechnung für weite Teile des Flachlands etwas zu früh festgesetzt, da in den Gunstlagen bei intensiv bewirtschafteten Grünlandflächen durchaus noch Schnittnutzungen erfolgen können. Die Rolle des Vegetationsendes ist zwar für die Bewirtschaftung im Grünland nicht mehr so entscheidend, allerdings wird damit auch die Berechnung der Dauer beeinflusst und kann bei Verwendung von Modellen, welche die Vegetationsdauer als Parameter nutzen, zu Verzerrungen führen (vgl. Schaumberger *et al.*, 2010).

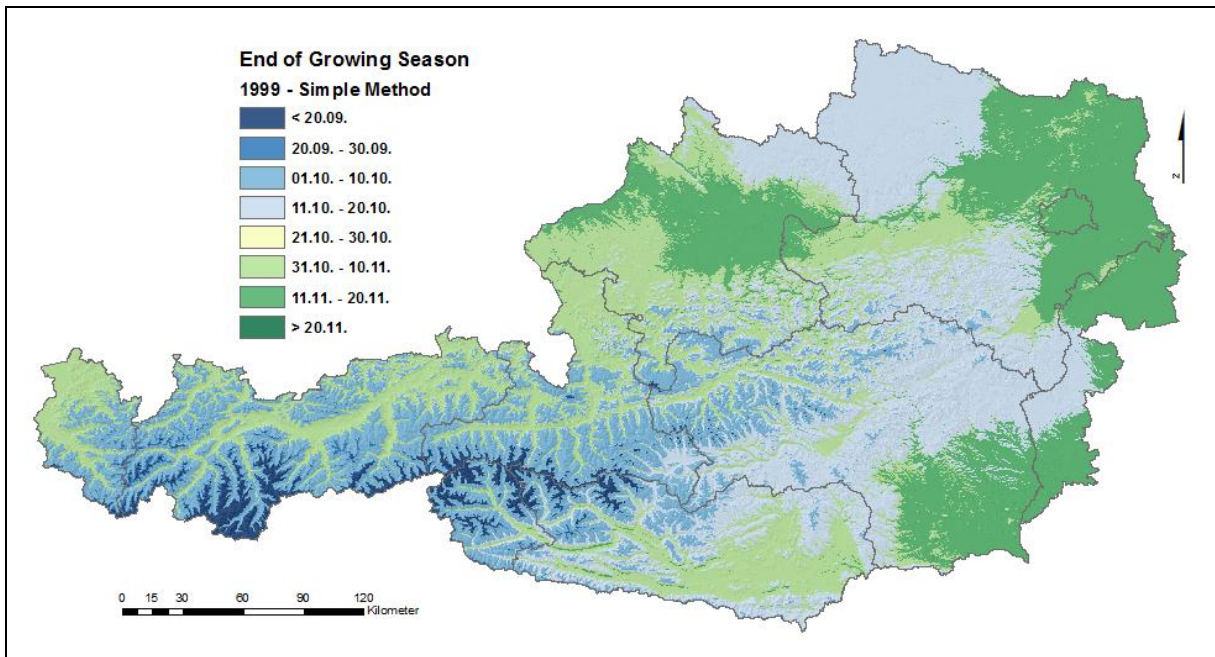


Abbildung 35: Vegetationsende im Jahr 1999 nach der Standard-Methode

Die Teil-Kern-Perioden-Methode ermittelt zunächst das Ende des Zeitraums mit einer durchgehenden Temperatur über 5 °C. Anschließend werden die Teilperioden untersucht und das Vegetationsende zu einem Zeitpunkt festgesetzt, an dem die Länge eines durchgehend kalten Zeitraums (Tagesmitteltemperatur unter 5 °C) die Summe von warmen Teilperioden (Tagesmitteltemperatur über 5 °C) überschreitet. Das Kriterium entspricht in umgekehrter Anwendung genau dem des Vegetationsbeginns. Wie in *Abbildung 36* ersichtlich, führt dieser Algorithmus im Vergleich zu Standardmethode zu einem großflächig etwas späteren Vegetationsende. Die topographischen Unterschiede kommen bei diesem Ansatz nicht mehr so stark zu Geltung, da im Jahr 1999 Anfang November bereits in weiten Teilen des Landes tiefere Temperaturen herrschten. Betroffen davon waren sowohl das Flachland als auch die Täler des Alpenhauptkamms.

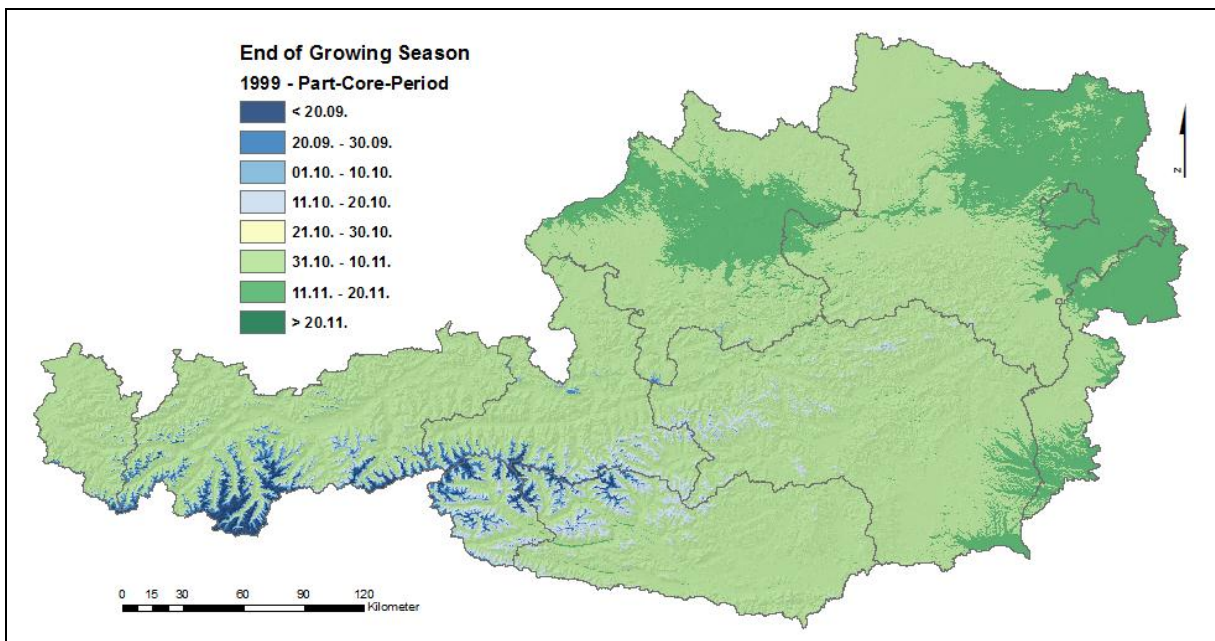


Abbildung 36: Vegetationsende im Jahr 1999 nach der Teil-Kern-Perioden-Methode

Die kombinierte Methode unterscheidet dagegen sehr stark zwischen Berg- und Flachland. Die Kriterien unterscheiden sich bei dieser Implementierung vom Vegetationsbeginn, da versucht wurde, mit ungewöhnlichen Situationen so umzugehen, dass die Interpretation der Wärme- und Kältereize den Bedingungen für den Übergang in die Ruhephase möglichst gut entspricht. Zunächst wurde dafür nicht nur das Tagesmittel, sondern auch die Tagesminimumtemperatur herangezogen und miteinander kombiniert (Menzel et al., 2003). Weiters wurde die jeweils zu betrachtende Periode auf 10 Tage in Anlehnung an Carter (1998) ausgedehnt und mittels Moving-Windows-Konzept über die Herbstmonate ab 1. September bewegt. Um eine längere Kälteperiode zu definieren, muss die Durchschnittstemperatur in diesen 10 Tagen unter 5 °C liegen. Innerhalb dieses Zeitfensters müssen mindestens vier Tage Tagesmitteltemperaturen unter 5 °C aufweisen. Der Tag des Vegetationsendes wird mit dem Unterschreiten der Tagesminimumtemperatur von -2 °C, also einem eindeutigen Frostereignis, das ebenfalls zwingend innerhalb des 10-Tages-Fenster eintreten muss, markiert.

In *Abbildung 37* wird das Ergebnis dieser Kriterienkombination gezeigt. Im Gegensatz zur Teil-Kern-Periode wird offensichtlich besser zwischen Berg- und Flachland unterschieden. Das Vegetationsende ist im Flachland um einiges später als bei der Standardmethode, da der für das Kriterium notwendige anhaltende Kältereiz deutlicher in Erscheinung treten muss.

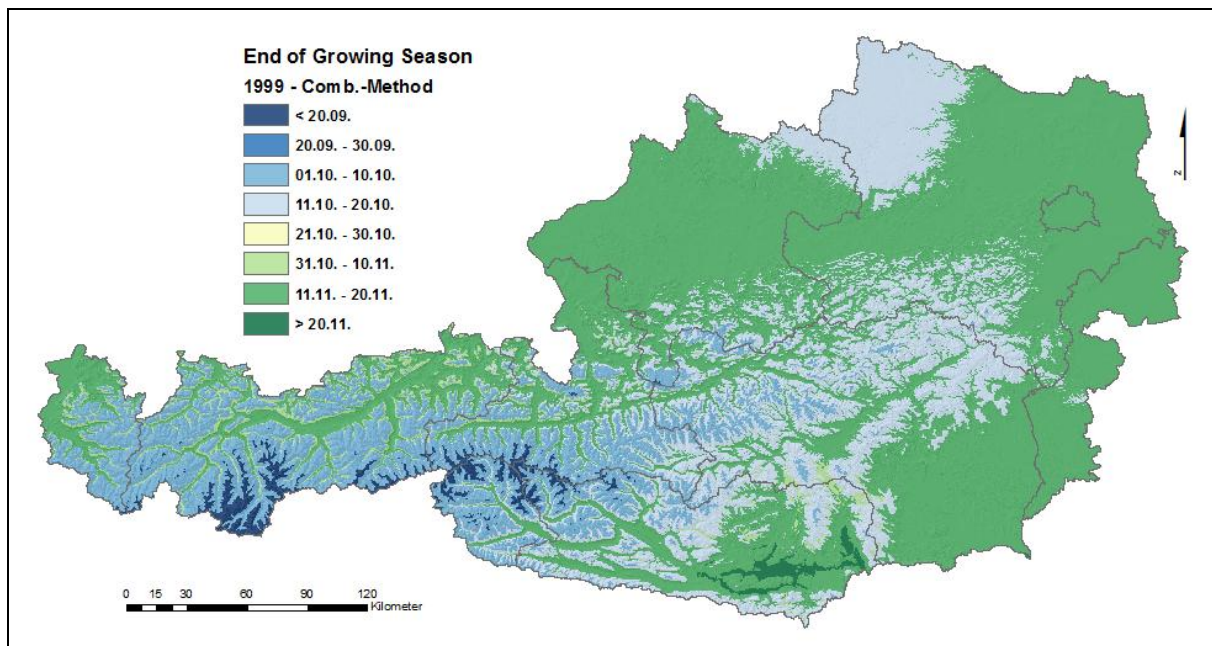


Abbildung 37: Vegetationsende im Jahr 1999 nach der Kriterienkombinationsmethode

Die drei Methoden zur Berechnung des Vegetationsendes unterscheiden sich noch gravierender, als dies beim Vegetationsbeginn der Fall ist. Begründet werden muss dies mit den wesentlich komplizierteren Mustern von Wärme- und Kältereizen im Herbst. Leider ist hier kein Vergleich mit einer phänologischen Phase möglich, da sich kaum Korrelationen ergeben. Wie oben dargestellt, ist die phänologische Analyse im Herbst mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden und deshalb wurde auf eine Auswertung in Analogie zu *Abbildung 34* verzichtet.

Eine objektive Beurteilung hinsichtlich der Beschreibung von realen Verhältnissen fällt somit schwer und ist auf Plausibilitätsvergleiche für einzelne Regionen reduziert. Auf jeden Fall können die drei hier verwendeten Ansätze zur Beschreibung der klimatologischen Vegetationsperiode herangezogen werden, da es dabei im Wesentlichen um das Aufzeigen von mehr- und langjährigen Entwicklungen geht, also um einen Vergleich auf relativer Basis.

Wie bereits beim Vegetationsbeginn wird auch beim Vegetationsende der detaillierte Verlauf anhand eines Querschnitts durch das Steirische Ennstal in *Abbildung 38* gezeigt. Die Teil-Kern-Periode verläuft ohne Berücksichtigung der Topographie – dies entspricht auch der Darstellung in *Abbildung 36* – und ist deshalb als problematisch zu bewerten. Die Standardmethode reagiert sehr stark auf die unterschiedlichen Geländeformen. Besonders kann dies wieder bei der Erhebung in der Talmitte beobachtet werden. Es ist schwer vorstellbar, dass sich zwischen Süd- und Nordhängen dieses Hügels ein Unterschied von 20 Tagen ergibt. Auch die Kombinationsmethode zeigt solche Unterschiede, allerdings weniger stark ausgeprägt. Am Talgrund ist das Ende hier um etwa 5 Tage später.

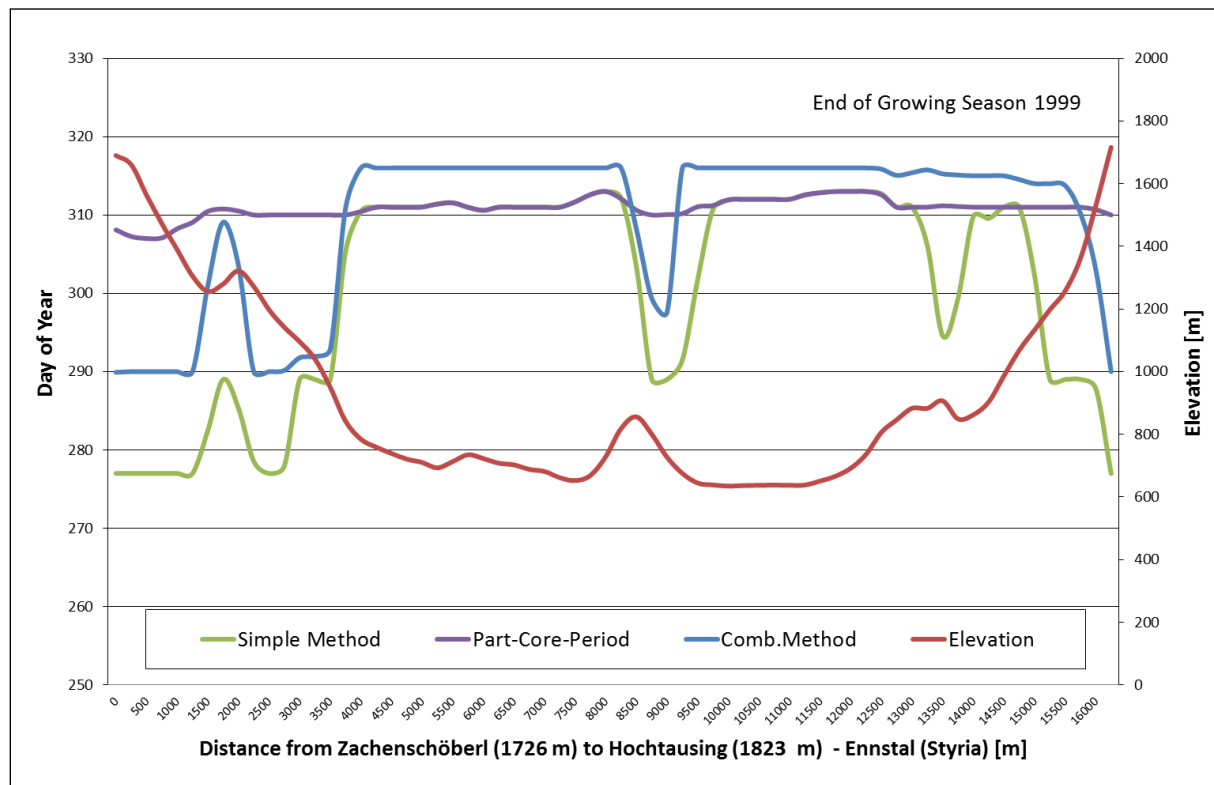


Abbildung 38: Methodenvergleich zum Vegetationsende 1999 im Ennstal

Die durch Scheifinger *et al.* (2003) angeregte Untersuchung der Frosttage für den Vegetationsbeginn (vgl. *Abbildung 32*) wurde in umgekehrter Weise auch für das Ende vorgenommen. *Abbildung 39* zeigt das Ergebnis. Die Teil-Kern-Periode weist im Durchschnitt aller Stationen in den meisten Jahren erheblich mehr Frosttage vor dem festgesetzten Vegetationsende auf, als die beiden anderen Methoden. Die Wahrscheinlichkeit, dass durch diesen Ansatz die Vegetationsperiode zu spät terminiert, ist relativ hoch. Anhaltende Kälteperioden sowie massive Frostereignisse werden durch die Anwendung dieses Kriterium zu wenig berücksichtigt. Standard- und kombinierte Methode zeigen ein ähnliches Verhalten und relativ wenige Frosttage; nur in wenigen Jahren mehr als drei.

Die Schneebedeckung im Spätherbst dient beim Vegetationsende weniger gut als Indikator für einen passend gewählten Eintrittszeitpunkt als beim Vegetationsbeginn. Schneefälle kann es bereits auch im Oktober geben, ohne dass damit bereits eine geschlossene Decke bis zum Frühjahr gebildet wird. Hier müsste der Verlauf der Schneedeckenbildung wesentlich intensiver betrachtet werden. Für künftige Applikationen kann die Berücksichtigung des Schnees sicher zu einer Verbesserung führen, insbesondere wenn es sich um Extremjahre handelt. Auch hier sei darauf verwiesen, dass dazu bereits ein geeignetes räumliches Modell existiert (Schaumberger *et al.*, 2008).

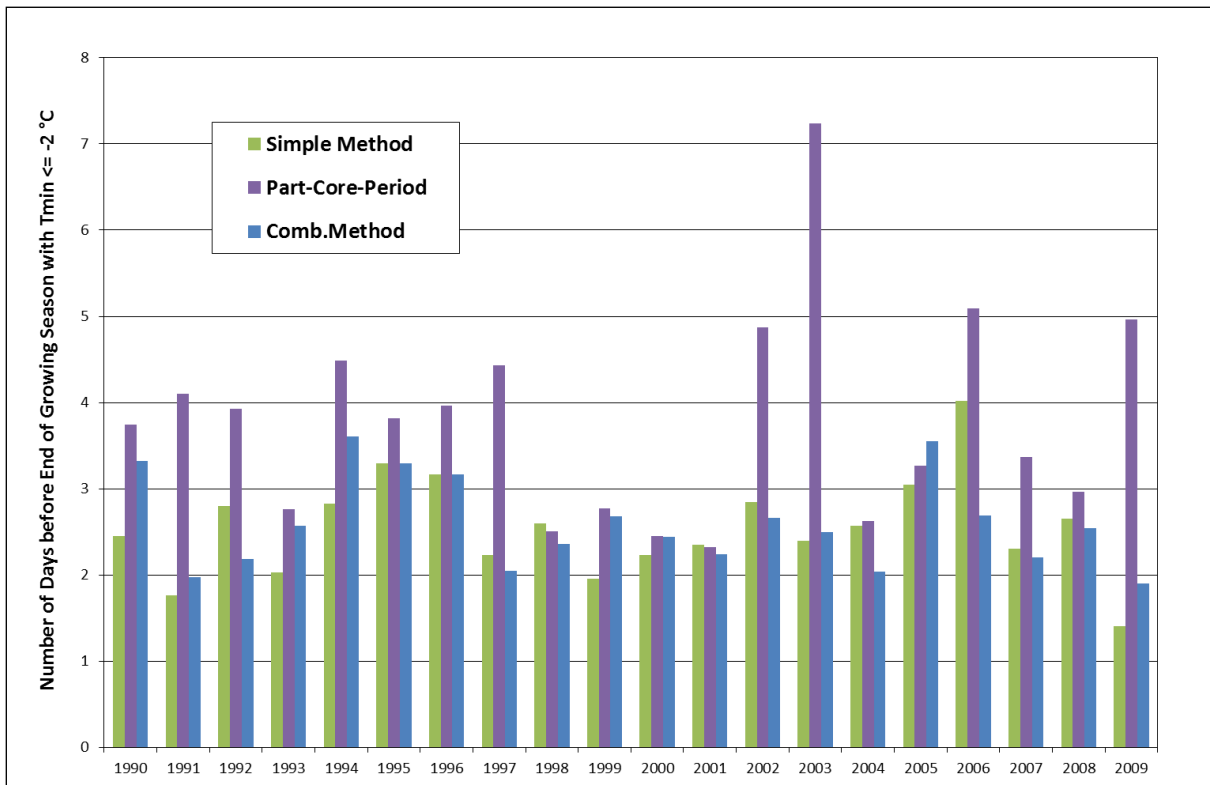


Abbildung 39: Anzahl von Frostereignissen vor dem errechneten Vegetationsende

5.2.3 Vegetationsdauer

Die Vegetationsdauer ergibt sich aus der Differenz zwischen Vegetationsbeginn und -ende. Sie ist anhand der Ausführungen, welche bereits zu den beiden Ergebnissen in Abschnitt 5.4.1 und 5.4.2 vorgenommen wurden, zu interpretieren. Die Standardmethode, dargestellt in *Abbildung 40*, zeigt einen beträchtlichen Unterschied zwischen Berg- und Flachland. In den Alpentälern sind auch die Unterschiede hinsichtlich der süd- bzw. nordausgerichteten Flächen deutlich zu erkennen.

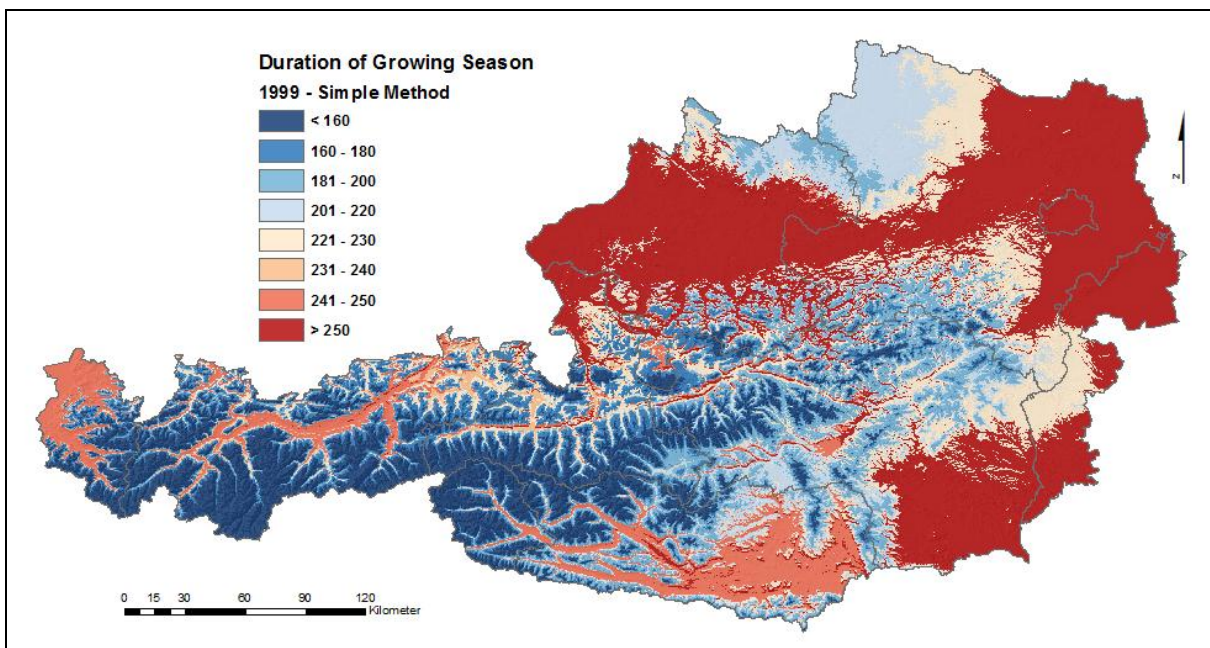


Abbildung 40: Vegetationsdauer im Jahr 1999 nach der Standard-Methode

Die vor allem im Flachland deutlich längere Vegetationszeit ist hauptsächlich auf den sehr frühen Beginn zurückzuführen. Im Vergleich zur Teil-Kern-Periode, dargestellt in *Abbildung 41*, differenziert die Standardmethode wesentlich stärker in Abhängigkeit der Seehöhe – eine Auswirkung des homogenen Vegetationsendes dieser Methode.

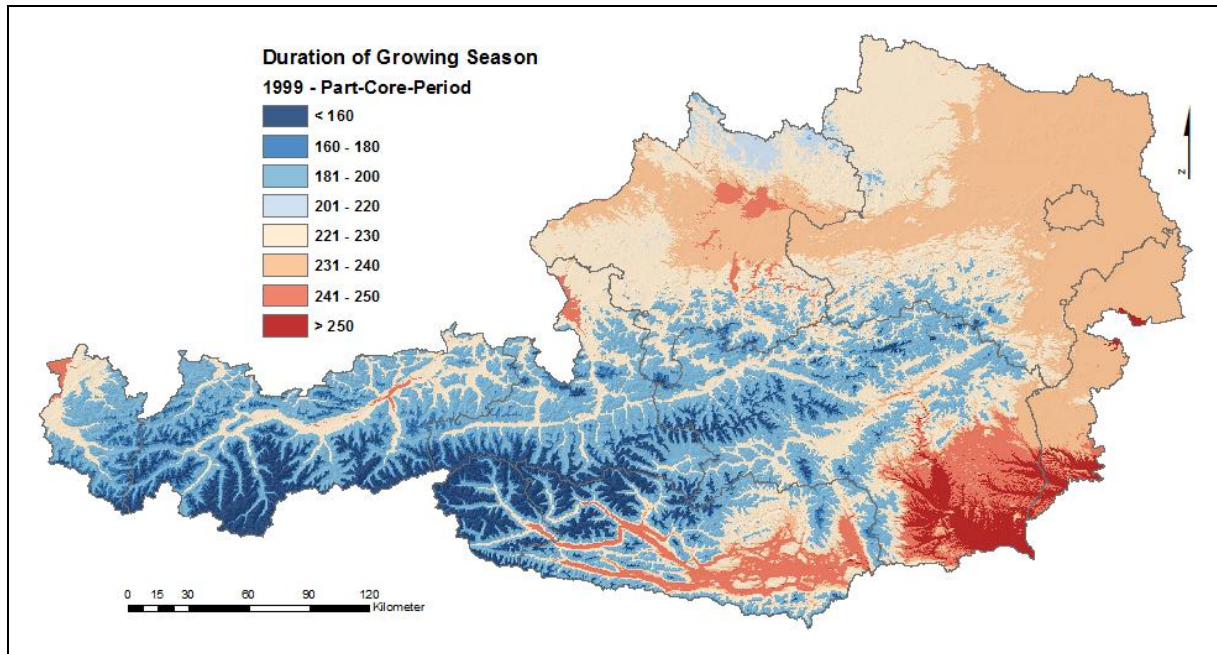


Abbildung 41: Vegetationsdauer im Jahr 1999 nach der Teil-Kern-Perioden-Methode

Die kombinierte Methode in *Abbildung 42* zeigt ein sehr ausgewogenes Verhältnis zwischen den einzelnen Regionen Österreichs. Bei einer objektiven Beurteilung der hier dargestellten Ergebnisse muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass es sich um ein einzelnes Jahr handelt und ausschließlich die Wettersituation für 1999 repräsentiert.

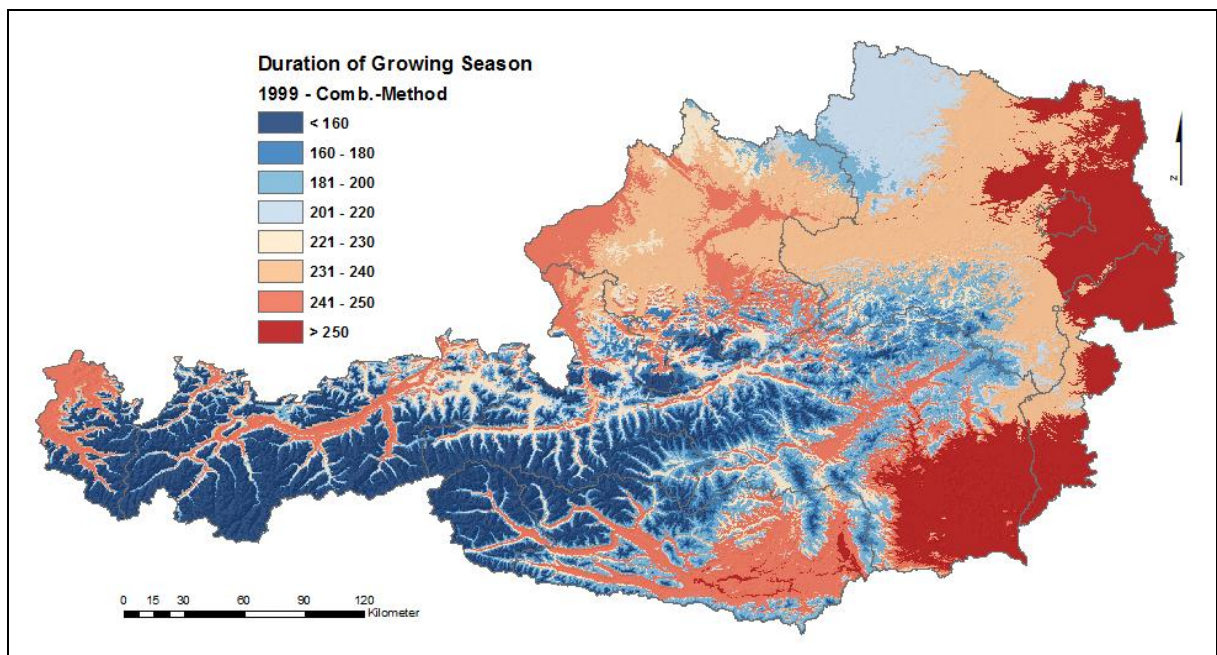


Abbildung 42: Vegetationsdauer im Jahr 1999 nach der Kriterienkombinationsmethode

Auch für die Dauer wurde eine Auswertung entlang des Ennstaler Vektors vorgenommen, deren Ergebnisse in *Abbildung 43* dargestellt sind. Besonders interessant an diesen Kurven ist die Tatsache, dass sich die teilweise erheblichen Unterschiede der drei Methoden bei Beginn (vgl. *Abbildung 31*) und Ende (vgl. *Abbildung 38*) zum größten Teil ausgleichen. Das Verhalten in Beziehung zur Topographie ist ähnlich; beim Teil-Kern-Perioden-Ansatz etwas geglätteter – eine Auswirkung des homogenen Vegetationsendes bei dieser Berechnungsart.

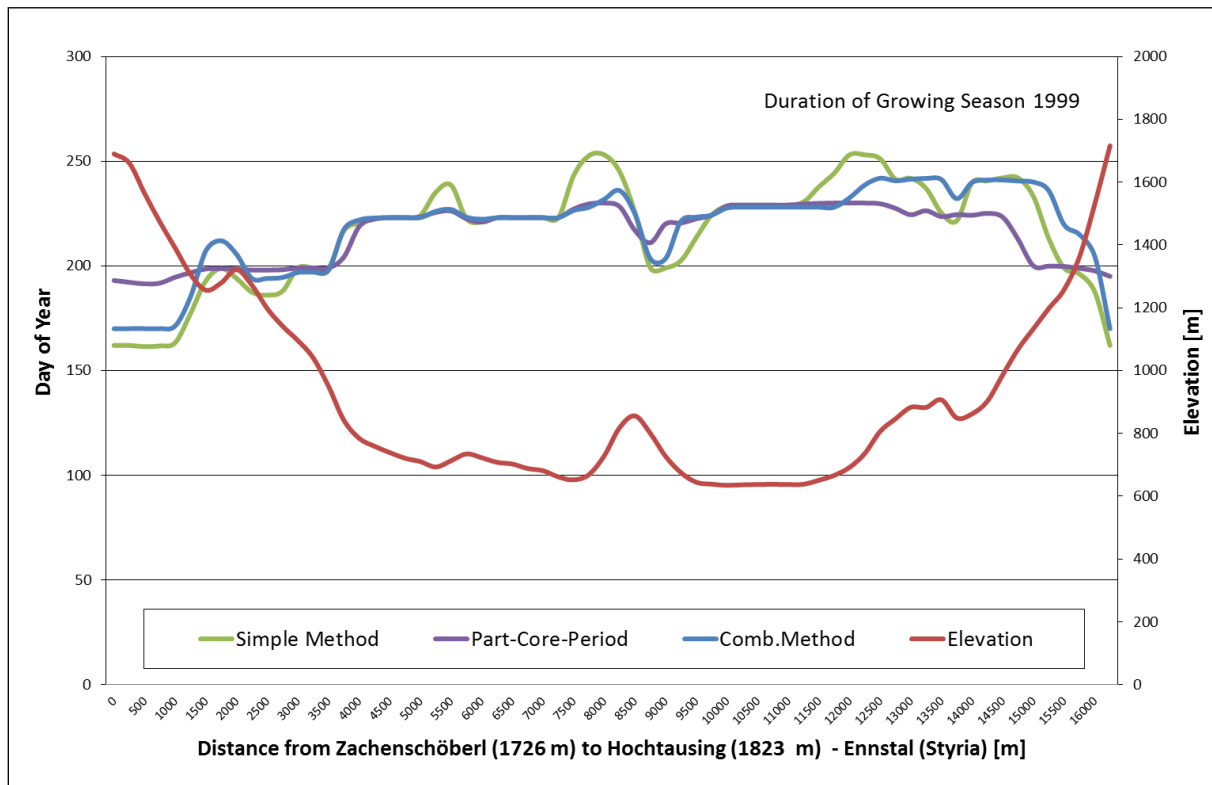


Abbildung 43: Methodenvergleich zur Vegetationsdauer 1999 im Ennstal

5.2.4 Langjähriger Verlauf der Vegetationsperiode

Im Verlauf der bisherigen Beschreibung zu den Ergebnissen der thermischen Vegetationsperiode wurde ein Beispieljahr herausgegriffen und auf die Darstellung von sämtlichen Einzelkarten für den Zeitraum 1990 bis 2009 verzichtet. Dies beeinträchtigt eine objektive Beurteilung der Ergebnisse. Aus diesem Grund wurde eine vereinfachte Auswertung des gesamten Untersuchungszeitraums in Form von Verlaufsdiagrammen für Beginn, Ende und Dauer der Vegetationsperiode durchgeführt. Aus den Ergebniskarten wurde dazu an 821 Positionen von Wetterstationen das Ergebnis der jeweiligen Zelle ausgelesen und in einer Datenbank gespeichert. Um die Übersichtlichkeit zu wahren, wurde aus den 821 Einzelwerten für jedes Jahr ein Durchschnitt gebildet und in *Abbildung 44* aufgetragen. Dadurch werden zwar regionale Besonderheiten herausgemittelt, die relativen Unterschiede zwischen den einzelnen Methoden bleiben jedoch in einem gewissen Maß erhalten. Ein wesentlicher Aspekt ist hier die Darstellung des Verlaufs über 20 Jahre hinweg.

Die drei Methoden verhalten sich über den gesamten Zeitraum ähnlich. Standardmethode und kombinierte Methode verlaufen vor allem beim Vegetationsbeginn annähernd parallel, wobei die Vegetationsperiode der kombinierten Methode im Mittel etwas später beginnt und früher endet. Angesichts der Schneebedeckung und der Frostereignisse ein gewünschtes Ergebnis. Die Teil-Kern-Periode zeigt häufiger Schwankungen und hebt sich von den anderen beiden in manchen Jahren mit über 20 Tagen ab. Betrachtet man diesen Sachverhalt gemeinsam mit den Ergebniskarten, differenzieren Standard- und kombinierte Methode stärker in Bezug auf die Topographie.

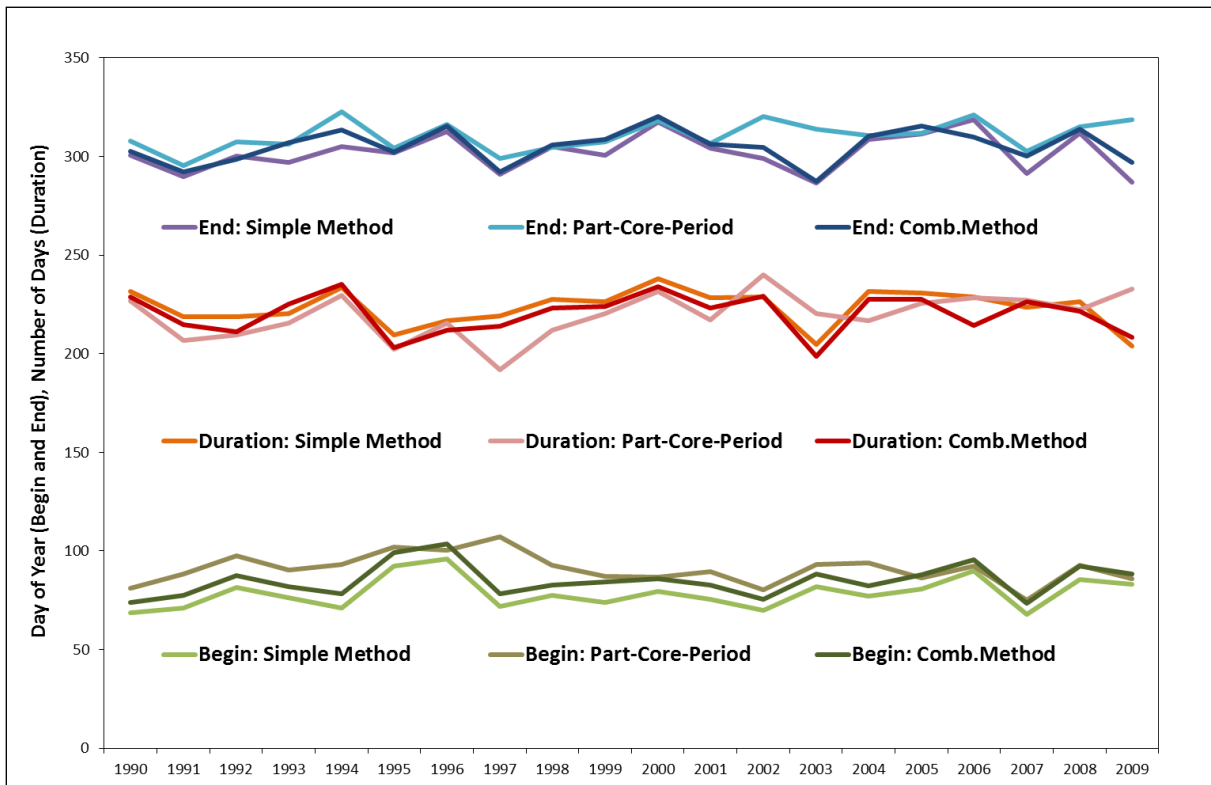


Abbildung 44: Thermische Vegetationsperiode im Verlauf der Jahre 1990 bis 2009 im Durchschnitt aller ZAMG-Wetterstationen

In *Abbildung 45* wurde die gleiche Auswertung für den Standort Gumpenstein vorgenommen. Auch hier verlaufen Standard- und kombinierte Methode so wie im langjährigen Verlauf.

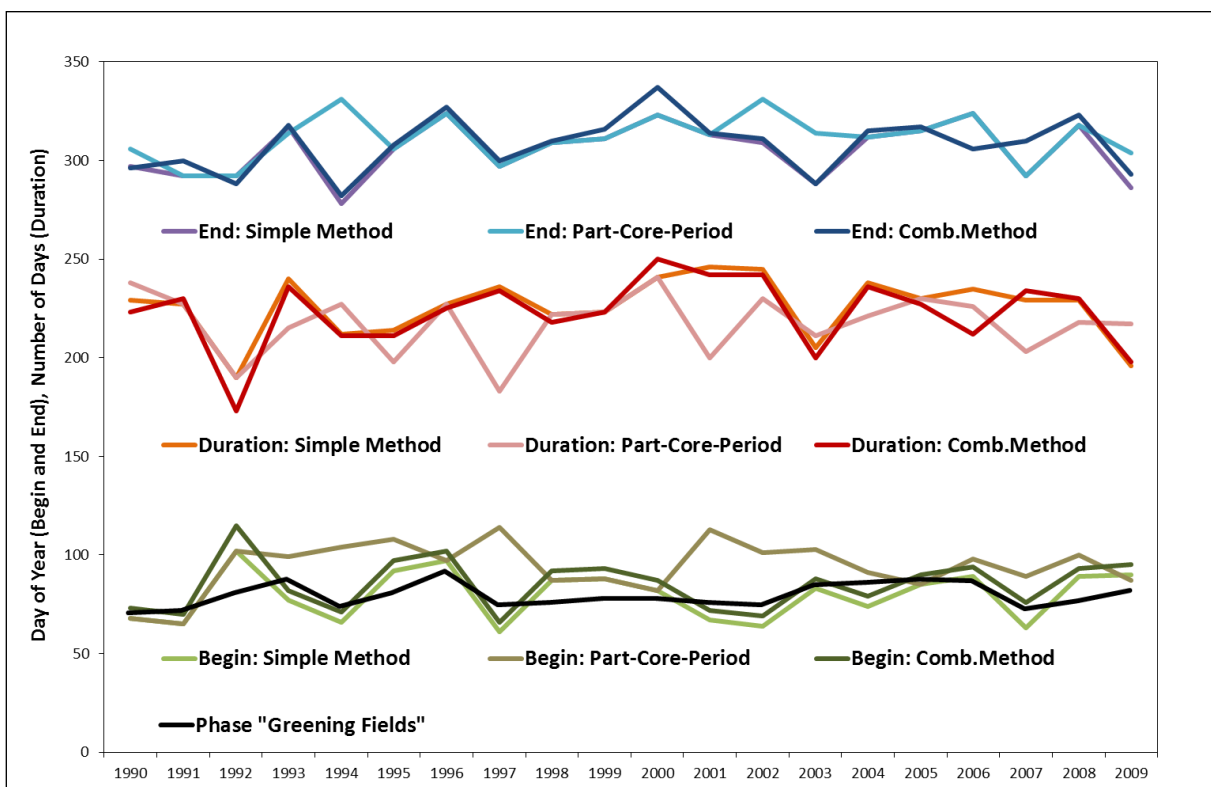


Abbildung 45: Thermische Vegetationsperiode im Verlauf der Jahre 1990 bis 2009 an der Wetterstation Gumpenstein

Die Teil-Kern-Periode zeigt hier deutlichere Schwankungen – die anders geartete Berechnung mit einer Analyse von warmen und kalten Teilperioden ist mit den Temperaturschwellwertmethoden nicht vergleichbar. Die Unterschiede betragen teilweise mehr als 50 Tage. Werden auch die Ergebnisse der Karten für das Jahr 1999 in die Beurteilung dieser Methode mit einbezogen, können deutliche Schwächen in einer realistischen Abbildung der Vegetationsperiode für Einzeljahre festgestellt werden. Dies wird vor allem im Vergleich mit dem in *Abbildung 45* hinzugefügten Verlauf der phänologischen Beobachtungen „Dauergrünland Ergrünen Schossen“ ersichtlich. Zeigen die Standardmethode mit einem Bestimmtheitsmaß von 37 % bzw. die kombinierte Methode mit 22 % noch einen schwachen Zusammenhang, ist bei der Kern-Teil-Periode mit 0.06 % keine Zusammenhang feststellbar.

Neben den Einzeljahren im Zeitraum 1990 bis 2009 wurden die Methoden auch auf Dekadenmittelwerte angewendet. Dazu wurde für jeden Tag einer Dekade der Mittelwert der Tagesmittel- und –minimumtemperaturen aus den 10 Einzeltagen (in der Dekade 2000 nur 9 – 2001 bis 2009) an den Stationen gebildet, anschließend interpoliert und daraus die Vegetationsperiodendaten ermittelt. Die Ergebnisse sind in *Abbildung 46* dargestellt. Sie zeigen den Verlauf der Vegetationsperiode über 5 Jahrzehnte, wobei auch hier über alle Stationen gemittelt wurde. Interessant ist hier, dass sich die Standardmethode und die Teil-Kern-Periode fast immer decken und sich die kombinierte Methode deutlich in einem ziemlich konstanten Verhältnis abhebt. Die Mittelwertbildung der Temperaturdaten bewirkt, dass die Vegetation wesentlich später beginnt und auch später endet (vgl. *Abbildung 44*). Ursache dafür ist die Glättung der Temperaturen, die sich auf die Schwellwerte der einzelnen Kriterien dementsprechend auswirkt. Besonders stark zeigt sich dies beim kombinierten Ansatz – die Kombination mehrerer Kriterien führt bei den gemittelten Temperaturen zu einer sehr späten Kriterienerfüllung. Daraus kann der Schluss gezogen werden, dass sich diese Art der Vegetationsmodellierung nicht für mehr- bzw. langjährige Mittelwerte eignet.

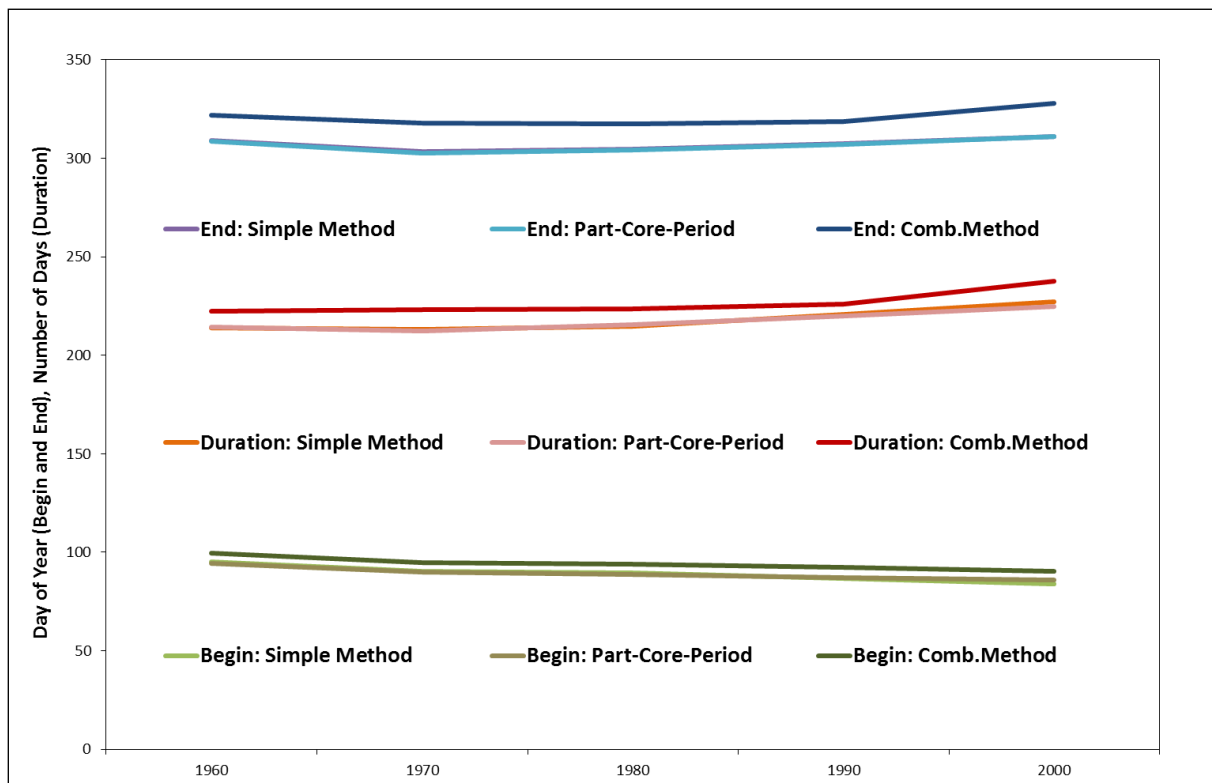


Abbildung 46: Thermische Vegetationsperiode im Verlauf der Dekadenmittel 1960 bis 2000 im Durchschnitt aller ZAMG-Wetterstationen

Der Temperaturglättungseffekt bei der Anwendung auf Dekadenmittel zeigt sich besonders deutlich im räumlichen Vergleich. Die Karte in *Abbildung 47* zeigt die Anwendung der Standardmethode auf das Dekadenmittel 1991 bis 2000. Die Berücksichtigung der Topographie und die räumliche Verteilung des Vegetationsbeginns zeigen, dass diese Methode ein plausibles Ergebnis liefert. Im Gegensatz dazu führt die Temperaturmittelung bei der kombinierten Methode in *Abbildung 48* zu einem „Verwischen“ der höhenabhängigen Unterschiede. Das Vegetationsende wird auch im Bergland sehr spät und vor allem zu einheitlich errechnet; ein Zeichen dafür, dass die verwendeten Schwellwerte bei den Temperaturmittelwerten nicht optimal wirksam werden können.

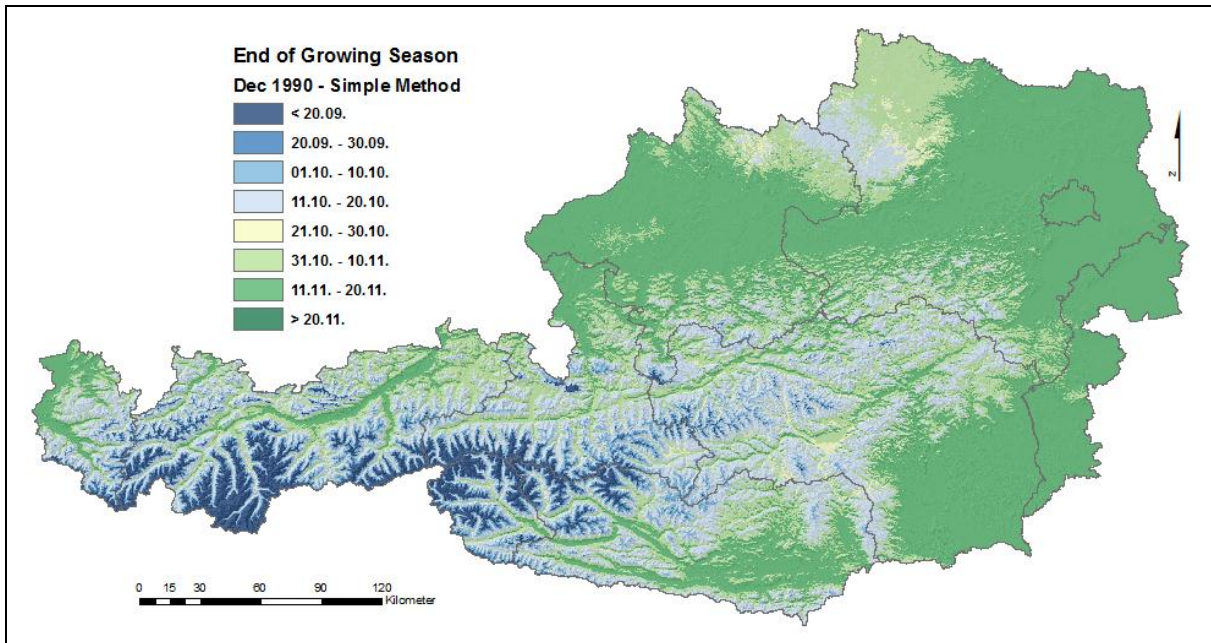


Abbildung 47: Vegetationsende im Dekadenmittel 1990 nach der Standard-Methode

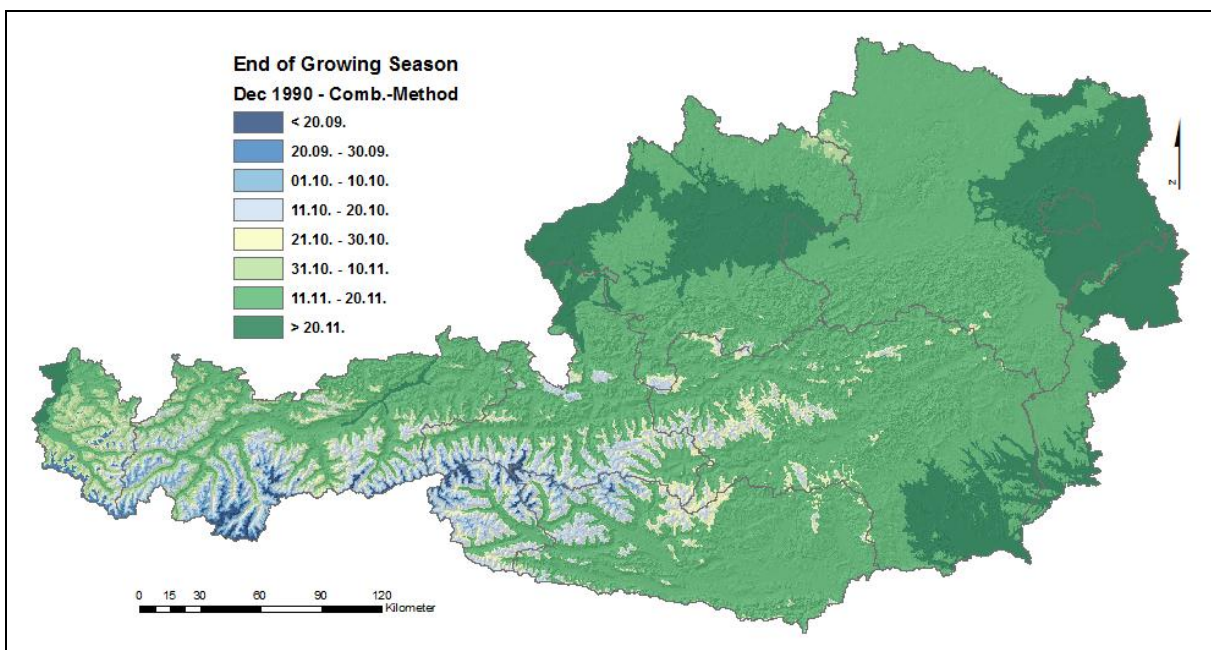


Abbildung 48: Vegetationsende im Dekadenmittel 1990 nach der Kriterienkombinationsmethode

Bei einer Untersuchung der Dekadenmittelwerte am Standort Gumpenstein in *Abbildung 49* zeigt sich ein ähnliches Bild wie beim Durchschnitt über alle Stationen. Es ergibt sich zwar eine größere Varianz zwischen den Methoden, das „Naheverhältnis“ zwischen Standardmethode und Teil-Kern-Periode ist auch hier unübersehbar.

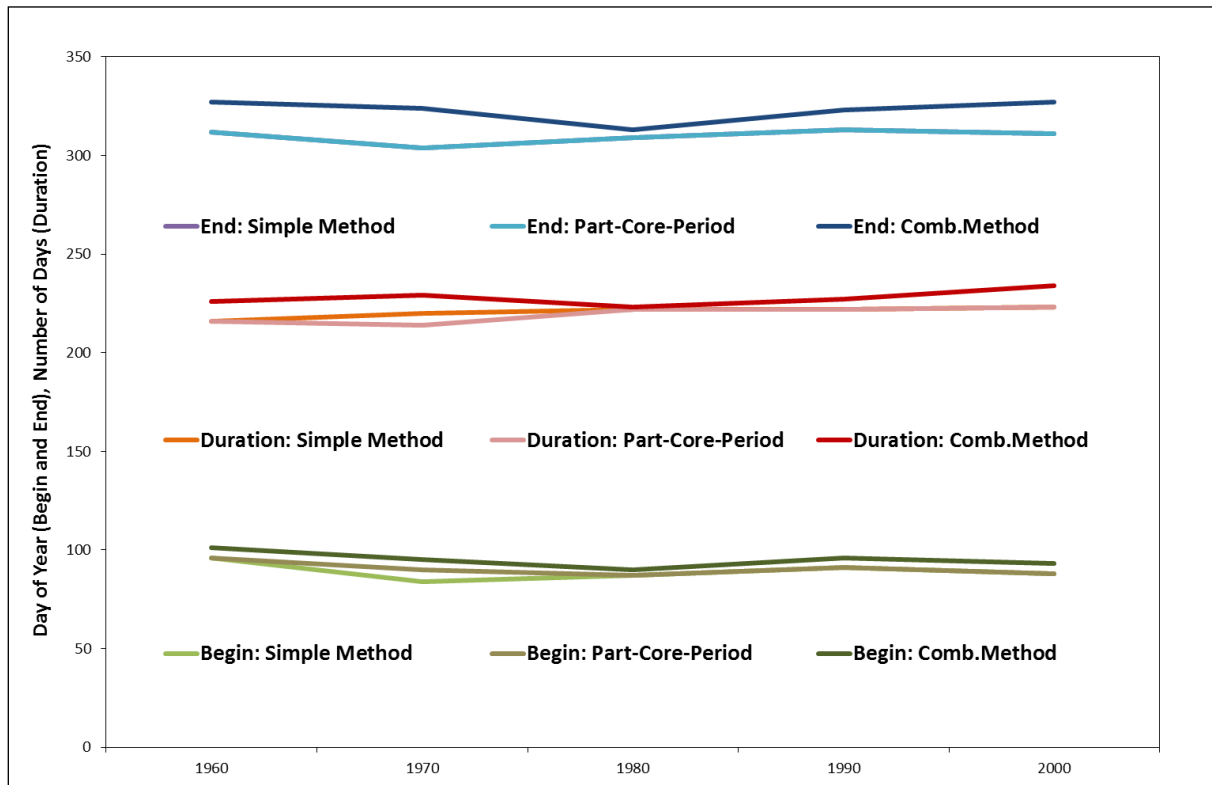


Abbildung 49: Thermische Vegetationsperiode im Verlauf der Dekadenmittel 1960 bis 2000 an der Wetterstation Gumpenstein

Der Verlauf über die einzelnen Dekaden zeigt die Entwicklung der Vegetationsperiode sehr anschaulich. Im Mittel über alle österreichischen Wetterstationen hat die Vegetation um 0,22 Tage pro Jahr früher begonnen und um 0,1 Tage pro Jahr später geendet. Die Vegetationsdauer hat sich seit Beginn der 1960er somit um 0,32 Tage pro Jahr verlängert. Dies entspricht auch den Ergebnissen anderer Arbeiten (Menzel und Fabian, 1999).

6 Zusammenfassung und Ausblick

Die räumliche Modellierung der Vegetationsentwicklung setzt die Aufbereitung der Basisdaten als kontinuierliche Oberflächen über das gesamte Untersuchungsgebiet voraus. Die Temperaturinterpolation wurde dabei besonders sorgfältig implementiert und evaluiert, da sie die Basis für sämtliche räumliche Modelle der thermischen Vegetationsperiode darstellt. Das entwickelte Zweischichtmodell erfordert die Klassifizierung aller Wetterstationen in Berg- und Talstationen. Außerdem wird das Untersuchungsgebiet in Berg- und Flachland aufgetrennt. Die höhenabhängige Regression wird dann für Berg- und Talgebiet getrennt errechnet und als Georegression implementiert. Die Höhenabhängigkeit der Temperatur wird mittels DHM in die Fläche gebracht und die verbleibenden Residuen werden geostatistisch interpoliert. Vor allem in den „kalten“ Monaten zeigt sich ein grundsätzlich unterschiedliches Verhalten von Berg- und Talregression. Während im Berggebiet ein etwas steilerer Temperaturgradient zu beobachten ist, fällt dieser im Talbereich durch Inversionswetterlagen deutlich flacher aus. Damit die gerade für Österreich vielfältige topographische Variabilität in den interpolierten Geodaten ihren Niederschlag findet, wurde die Sonnenstrahlung hinsichtlich ihrer geometrischen Eigenschaften (Einstrahlungswinkel) ausgewertet und als zusätzliche Information für die räumliche Interpolation der Temperatur genutzt. Der Übergangsbereich beider Gebiete wird im Ausmaß von zwei Rasterzellen (500 m) durch ein gewichtetes Mittel geglättet. Zusätzlich erfolgt eine Glättung der gesamten Oberfläche mittel „Focal Statistics“ im Ausmaß von 3 x 3 Zellen. Für die Berücksichtigung von Exposition und Hangneigung wurde auf Basis eines langjährigen Mittelwertes der Zusammenhang zwischen Temperaturtagesgang und Strahlung mit ihren geometrischen Eigenschaften untersucht. Das Ergebnis ist ein mittlerer Zu- und Abschlag auf die Temperatur, entsprechend der topographischen Situation.

Eine umfangreiche Kreuzvalidierung der Interpolation von Tagesmitteltemperaturen zeigte ein Bestimmtheitsmaß von 98 %, jenes der Tagesminimumtemperaturen 95 %. Die Temperaturinterpolation wurde zusätzlich noch mit den völlig unabhängigen Beobachtungen des Hydrographischen Zentralbüros (HZB) validiert; ein Bestimmtheitsmaß von 97 % zeigt die hohe Qualität der hier vorgenommenen räumlichen Modellierung der Temperatur.

Die thermische Vegetationsperiode wurde auf drei unterschiedliche Arten der Kombination von Temperaturschwellwerten und zeitlicher Kriterien implementiert.

- Die Standardmethode, welche für klimatologische Anwendungen vielfach verwendet wird, ist mit einem Temperaturschwellwert von 5 °C über eine durchgehende Dauer von fünf Tagen definiert. Ein Überschreiten dieses Schwellwertes markiert den Vegetationsbeginn, ein Unterschreiten das Vegetationsende.
- Eine Erweiterung dieses Ansatzes stellt eine Methode dar, welche die Temperaturentwicklung über die jeweiligen Monate im Frühjahr und Herbst untersucht und dabei Teilperioden definiert. Dabei wechseln sich „warme“ Teilperioden (über 5 °C) und „kalte“ (unter 5 °C) ab. Zusätzlich wird eine Kernperiode hinzugezogen, die mit einem durchgehenden Überschreiten der 5 °C-Schwelle definiert ist. Der Vegetationsbeginn wird dann festgesetzt, wenn eine warme Teilperiode länger als alle kalten Teilperioden vor der Kernperiode ist. In umgekehrter Weise wird das Vegetationsende markiert.
- Eine dritte Methode erweitert die Standardmethode durch das Hinzufügen zusätzlicher Kriterien. Dabei muss eine zusammenhängende Periode von sechs Tagen eine durchschnittliche Temperatur von über 5 °C aufweisen, mindestens drei aufeinanderfolgende Tage über 5 °C haben und zusätzlich darf in der 6-Tage-Periode kein Frostereignis stattfinden (Tagesmitteltemperatur nicht unter 2 °C), um den Vegetationsbeginn zu bestimmen. Für das

Ende der Vegetationsperiode wird ein etwas längerer Zeitraum von 10 Tagen untersucht. Die Durchschnittstemperatur muss unter 5 °C liegen, davon mindestens 4 Tage unter 5 °C und es muss ein massives Frostereignis auftreten, das mit einer Tagesminimumtemperatur unter -2 °C festgesetzt ist. Der Sinn dieser Kriterienkombination ist die Berücksichtigung möglichst vieler Ausnahmesituationen, welche bei einfacheren Definitionen immer wieder zu starken Verzerrungen führen.

Eine objektive Validierung dieser Methoden ist kaum möglich, da ihnen keine scharfen Beobachtungsdaten gegenübergestellt werden können. Die Beurteilung wurde deshalb auf einen relativen Vergleich der Methoden untereinander, der plausiblen Verteilung der räumlichen Ergebnisse und auf die Interpretation von großmaßstäbigen Verläufen in zwei Talabschnitten beschränkt.

Die vorgenommenen Auswertungen zeigen, dass die Standardmethode den Vegetationsbeginn deutlich zu früh festsetzt. Die Teil-Kern-Periode führt in der Regel zu einem sehr späten Vegetationsbeginn, außerdem ist hier die Variabilität hinsichtlich der Topographie weniger stark ausgeprägt. Die Methode der Kriterienkombination liegt abgesehen von kleinen Abweichungen etwa in der Mitte zwischen erster und zweiter Methode – stellt also damit einen guten Kompromiss dar, bei welchem auch die Topographie eine sehr ausführliche und plausible Berücksichtigung findet.

Das Vegetationsende ist im Vergleich zum Beginn wesentlich homogener. Der kombinierte Kriterienansatz liefert relativ späte Ergebnisse, die jedoch die Topographie entsprechend berücksichtigen. Die Teil-Kern-Periode zeigt eine kaum von der Topographie beeinflusste Verteilung bei einem grundsätzlich frühen Vegetationsende. Die Standardmethode zeigt eine gute Verteilung im Berg- und Flachland, reagiert jedoch auf topographische Änderungen äußerst stark und wenig realistisch.

Werden die Temperaturreaster langjähriger Mittelwerte (beispielsweise Dekadenmittel) mit den verschiedenen Methoden verrechnet, zeigt sich bei der Methode der Kriterienkombination ein sehr schlechtes Ergebnis, da die Mittelwertbildung herausragende Temperaturereignisse glätten und die Kriterien dadurch schlecht greifen können. Für derartige Untersuchungen sollte die Standardmethode verwendet werden, da die Temperaturschwelle mit 5 °C und 5 Tagen mit Mittelwerten offensichtlich besser zurechtkommt. Die Teil-Kern-Periode zeigt ebenfalls ein fast identes Verhalten wie die Standardmethode, sie löst jedoch die topographische Variabilität deutlich schlechter auf. In Einzeljahren führt die Anwendung der Kriterienkombination zu guten Ergebnissen.

Die hier bearbeiteten Methoden eignen sich hauptsächlich für klimatologische Anwendungen, lediglich die dritte Methode der Kriterienkombination bietet für agrarmeteorologische Problemstellungen eine geeignete Basis. Sie zeigt gegenüber den anderen beiden Ansätzen eine detaillierte Berücksichtigung der Topographie. Da sie den Vegetationsbeginn etwas später definiert, ist die Gefahr von Fehlern durch eine noch vorhandene Schneedecke geringer. Die kombinierte Methode liegt sowohl beim Vegetationsbeginn als auch beim -ende in einem Mittelbereich zwischen Standardmethode und Teil-Kern-Periode, insbesondere bei topographiebedingten Änderungen. Aufgrund der hier vorgenommenen Untersuchungen gilt sie als Methode, die für Einzeljahre bevorzugt verwendet werden sollte. Für gemittelte Daten (Dekadenmittel) ist diese Methode nicht geeignet, hier ist der Standardmethode (evtl. auch der Teil-Kern-Periode) eindeutig der Vorzug zu geben. Für die Abbildung eines phänologischen Beginns der Vegetationsperiode sind Ansätze mit einfacher Temperaturschwellwertbildung nur mit größter Vorsicht zu verwenden; die tatsächlichen Vorgänge in der Natur sind zu komplex. Der Anwender muss daher zwischen thermischen bzw. klimatologischen und phänologischen Anwendungen ausdrücklich differenzieren.

Die Algorithmen wurden so entwickelt, dass jederzeit eine einfache und beliebige Anpassung von Temperaturschwellwerten und zeitlichen Einschränkungen durchgeführt werden kann. Die Auswertungen im Rahmen dieses Projektes beziehen sich also lediglich auf die hier angeführten Beispielparameter. Die Entwicklung eines flexiblen und anpassungsfähigen Werkzeuges stellt somit ein wesentliches Projektergebnis dar und kann eine künftige Weiterentwicklung optimal unterstützen.

Für die hier durchgeführten Berechnungen der thermischen Vegetationsperiode wurde aus Gründen der zeitlich und rechnerisch sehr hohen Anforderungen auf die Einbeziehung der Schneebedeckung verzichtet. Wie eine Auswertung an Stationen zeigt, ist bei errechnetem Vegetationsbeginn häufig noch eine Schneedecke vorhanden. Dies zeigt, dass für eine möglichst realistische Darstellung der Vegetationsperiode die Information über die Schneebedeckung berücksichtigt werden sollte. Dazu ist ebenfalls ein räumliches Modell notwendig und muss mit der räumlichen Basis der Temperaturkriterien entsprechend verknüpft werden. Im Projekt SnowCover (Projektnummer 100329/1) wurde zwar ein solches Modell erstellt, jedoch nicht für den langjährigen Untersuchungszeitraum dieses Projekt errechnet. Eine entsprechende Verknüpfung ist im Rahmen künftiger Forschungsprojekte unbedingt anzustreben, um eine entsprechende Verbesserung der Prädiktionsqualität für die thermische Vegetationsperiode zu erreichen.

Mit dem erstellten Werkzeug können verschiedenste Kriterien einfach verändert und erweitert werden. Wenn im Rahmen weiterer Projekte genaue Beobachtungen zum Beginn und Ende der Vegetationsperiode erhoben werden können, ist eine entsprechende Kalibrierung sehr einfach umzusetzen. Dies gilt besonders für das Vegetationsende, da hier noch große Unsicherheiten in den Zusammenhängen zwischen der Witterungssituation und dem Übergang von vegetativer Phase in die Ruheperiode bestehen. Die Phänologie kann zwar eine wesentliche Unterstützung für die Definition des Beginns bieten, das Vegetationsende ist allerdings schwer zu bewerten. Vor allem die Beschreibung der Vegetationsperiode für die Kulturart Grünland stellt aufgrund der heterogenen Pflanzenbestandszusammensetzung und der unterschiedlichen Wärme- und Kältebedürfnisse eine große Herausforderung dar. Mögliche Verbesserungen durch zusätzliche Beobachtungen betreffen vor allem die Anwendung in agrarmeteorologischen Modellen, welche die auf bestimmte Kulturarten abgestimmte Vegetationsperiode als Basis für die Beschreibung von vegetationsdynamischen Prozessen heranziehen (Ertragsschätzungen auf Basis meteorologischer Daten, Nutzungsmodelle, usw.). Aus klimatologischer Sicht erfüllen die hier entwickelten und implementierten Ansätze die Anforderungen für langjährige Vergleiche und Trendbeschreibungen.

Ein wesentlicher Vorteil der temperaturgestützten Modellierung ohne zusätzliche Parameter (wie z.B. der Schneebedeckung) ist die einfache Anwendung auf Klimamodelldaten. Die Temperatur gilt in den diversen Klimamodellen und ihren mittels Downscaling regionalisierten Varianten als relativ gut abgesicherter Parameter. Daraus abgeleitete räumliche und zeitliche Veränderungen der klimatologischen Vegetationsperiode stehen trotz der allgemeinen Modellunsicherheiten auf einer soliden Basis. Gerade derartige Modelle der zukünftigen Entwicklung, die sich nicht nur mit einer Erhöhung der Temperatur beschäftigen, sondern deren Konsequenz hinsichtlich einer Veränderung der Vegetationsperiode untersuchen, bilden eine wichtige Grundlage für die Entwicklung von Anpassungsstrategien in der Landwirtschaft.

7 Literaturverzeichnis

- Ahrens, C.D. (2007): *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Eight Edition, *Thomson Brooks/Cole*, 537 S.
- Baptist, F. und Choler, P. (2008): A Simulation of the Importance of Length of Growing Season and Canopy Functional Properties on the Seasonal Gross Primary Production of Temperate Alpine Meadows. *Annals of Botany* **101**, 549-559.
- Bartelme, N. (2000): *Geoinformatik - Modelle, Strukturen, Funktionen*, 3. Auflage, *Springer-Verlag*, Berlin Heidelberg, 419 S.
- Blöschl, G. und Merz, R. (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlags-Abflussmodellierung. In *Wiener Mitteilungen Wasser - Abwasser - Gewässer*, 164 S.
- Brinkmann, W.A.R. (1979): Growing season length as an indicator of climatic variations? *Climatic Change* **2** (2), 127-138.
- Carter, T.R. (1998): Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future. *Agricultural and Food Science in Finland* **7** (2), 161-179.
- Chmielewski, F.-M. und Rötzer, T. (2001): Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology* **108** (2), 101-112.
- Clark, I. und Clausen, F.L. (1981): Simple alternative to disjunctive kriging. *Trans. Inst. Min. Metall.* **90**, 13-24.
- Estrella, N. und Menzel, A. (2006): Responses of leaf colouring in four deciduous tree species to climate and weather in Germany. *Climate Research* **32** (3), 253-267.
- Frich, P.; Alexander, L.V.; Della-Marta, P.; Gleason, B.; Haylock, M.; Klein Tank, A.M.G.; und Peterson, T. (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research* **19**, 193-212.
- Goovaerts, P. (1997): *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Applied Geostatistics Series, *Oxford University Press*, New York, Oxford, 483 S.
- Goovaerts, P. (2000): Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* **228** (1-2), 113-129.
- Häckel, H. (2005): *Meteorologie*. Ulmer UTB, 5. Auflage, *Eugen Ulmer KG*, Regensburg, 446 S.
- Hasenfratz, E. (2006): *Die Rolle der Globalstrahlung im Klimasystem Südwestdeutschlands - Vergleichende statistische Untersuchungen zu ihrer raumzeitlichen Variabilität*. Doctoral Thesis, Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften, Mainz, 251 S.
- Jolly, W.M.; Nemani, R.; und Running, S.W. (2005): A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. *Global Change Biology* **11** (4), 619-632.
- Klein, S.A. (1977): Calculation of monthly average insolation on tilted surfaces. *Solar Energy* **19**, 325-329.
- Lhotellier, R. (2007): Daily Winter Air Temperature Mapping in Mountainous Areas. In DOBESCH, H., *et al.*: *Spatial Interpolation for Climate Data: The Use of GIS in Climatology and Meteorology*, *ISTE Ltd.*, London, 109-120 S.
- Li, S.; Tarboton, D.; und McKee, M. (2003a): GIS-based temperature interpolation for distributed modelling of reference evapotranspiration. 23rd AGU Hydrology Days, Fort Collins, Colorado, AGU Hydrology Days 2003, Colorado State University, 2 S.
- Li, S.; Tarboton, D.; und McKee, M. (2003b): Development of an ArcMap Toolbar for Regional Evapotranspiration Modeling. ESRI, ESRI International User Conference, San Diego, 12 S.
- McMaster, G.S. und Wilhelm, W. (1998): Is Soil Temperature Better than Air Temperature for Predicting Winter Wheat Phenology? *Agronomy Journal* **90** (Sep - Oct), 602-607.

- Menzel, A. (2002): Phenology: Its Importance to the Global Change Community. *Climatic Change* **54** (4), 379-385.
- Menzel, A. (2003): Plant Phenological Anomalies in Germany and their Relation to Air Temperature and NAO. *Climatic Change* **57** (3), 243-263.
- Menzel, A. und Fabian, P. (1999): Growing season extended in Europe. *Nature* **397** (6721), 659-659.
- Menzel, A.; Jakobi, G.; Ahas, R.; Scheifinger, H.; und Estrella, N. (2003): Variations of the climatological growing season (1951-2000) in Germany compared with other countries. *International Journal of Climatology* **23** (7), 793-812.
- Menzel, A. (2007): Phänologische Modelle. *promet - meteorologische fortbildung: Phänologie* **33** (1/2), 20-27.
- Peñuelas, J.; Filella, I.; Zhang, X.; Llorens, L.; Ogaya, R.; Lloret, F.; Comas, P.; Estiarte, M.; und Terradas, J. (2004): Complex spatiotemporal phenological shifts as a response to rainfall changes. *New Phytologist* **161** (3), 837-846.
- Schaumberger, A. (2005): Ertragsanalyse im österreichischen Grünland mittels GIS unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. Veröffentlichungen 42, *Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt für Landwirtschaft Raumberg-Gumpenstein*, Irdning, 66 S.
- Schaumberger, A.; Pötsch, E.M.; und Buchgraber, K. (2010): Räumliche Modellierung von Grünlanderträgen unter Berücksichtigung von Witterungseinflüssen, LFZ Raumberg-Gumpenstein, Gumpenstein, 166 S.
- Schaumberger, A.; Formayer, H.; Tiefenbach, P.; Grillenberger, J.; und Strobl, J. (2008): Modellierung des raumzeitlichen Verlaufs der Schneebedeckung. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft* **150** (2008), 163-182.
- Scheifinger, H.; Menzel, A.; Koch, E.; und Peter, C. (2003): Trends of spring time frost events and phenological dates in Central Europe. *Theoretical and Applied Climatology* **74** (1), 41-51.
- Smit, H.J.; Metzger, M.J.; und Ewert, F. (2008): Spatial distribution of grassland productivity and land use in Europe. *Agricultural Systems* **98** (3), 208-219.
- Sparks, T.H. und Menzel, A. (2002): Observed changes in seasons: an overview. *International Journal of Climatology* **22** (14), 1715-1725.
- Trnka, M.; Eitzinger, J.; Gruszczynski, G.; Buchgraber, K.; Resch, R.; und Schaumberger, A. (2006): A simple statistical model for predicting herbage production from permanent grassland. *Grass and Forage Science* **61** (3), 253-271.
- Tveito, O.E.; Wegehenkel, M.; Van der Wel, F.; und Dobesch, H. (2006): The use of Geographic Information Systems in Climatology and Meteorology, Final Report, COST Action 719, 245 S.
- Wakonigg, H.; Hawranek, V.; Podesser, A.; und Rieder, H. (2007): Klimaatlas Steiermark: Kapitel 2 - Temperatur. Klimaatlas Steiermark Version 2.0, *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*, Graz, 145 S.
- Walther, A. und Linderholm, H.W. (2006): A comparison of growing season indices for the Greater Baltic Area. *International Journal of Biometeorology* **51** (2), 107-118.
- White, M.A.; Thornton, P.E.; und Running, S.W. (1997): A Continental Phenology Model for Monitoring Vegetation Responses to Interannual Climatic Variability. *Global Biochemical Cycles* **11** (2), 217-234.