



Universität für Bodenkultur Wien
Department für Wald- und
Bodenwissenschaften

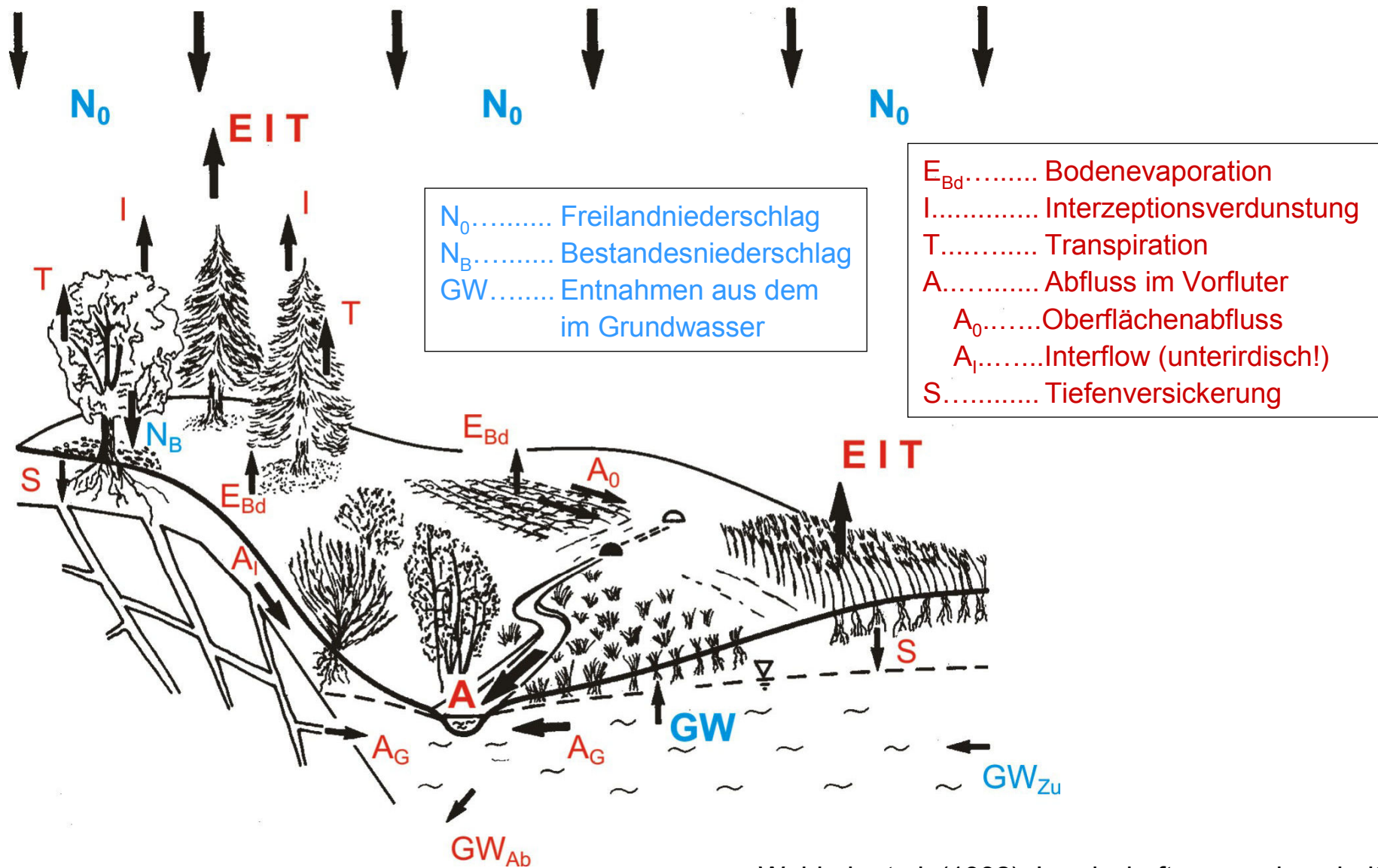
Methoden zur Untersuchung und Modellierung des Wasserhaushalts von Waldbeständen

*Methods for the investigation and modelling of the water
cycle in forest ecosystems*

Klaus Katzensteiner, Helmut Schume
Institut für Waldökologie, BOKU Wien

Minicurso
Santa Maria de 25 Novembre 2008

Komponenten des Landschaftswasserhaushaltes



aus: Wohlrab et al. (1992): Landschaftswasserhaushalt

Wasser- und Energiebilanz von Waldbeständen

Wasserbilanz:

Input – **Output** = **Vorratsänderung**

$$N_0 + GW + ZF - (E_{Bd} + I + T_{Veg} + AF + S) = \Delta BW$$

N_0Freilandniederschlag
 GW Entnahmen aus dem
 im Grundwasser
 ZFZufluss

E_{Bd} Bodenevaporation
 I Interzeptionsverdunstung
 T_{Veg} Transpiration
 AF Abfluss
 S Tiefenversickerung
 ΔBW Bodenwasservorratsänderung

Energiebilanz:

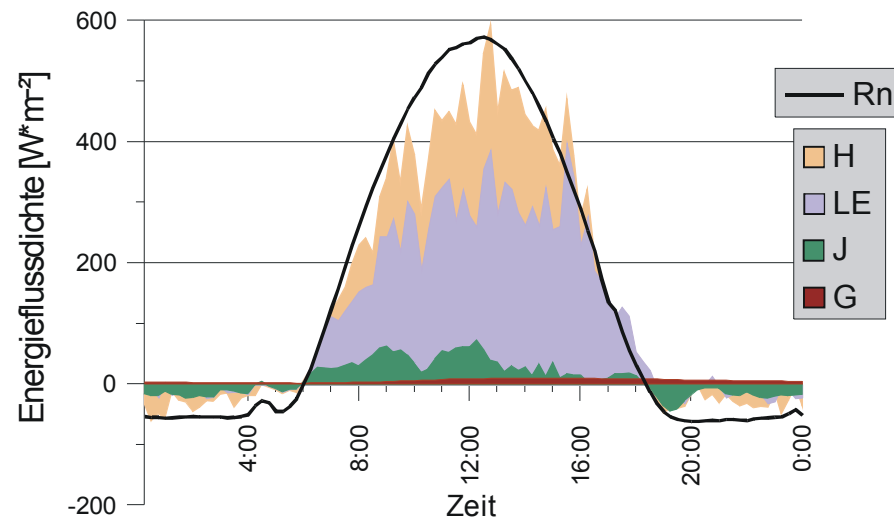
$$R_n = G + J + \Phi + H + LE$$

$$H/LE = \beta \dots \text{Bowen-Verhältnis}$$

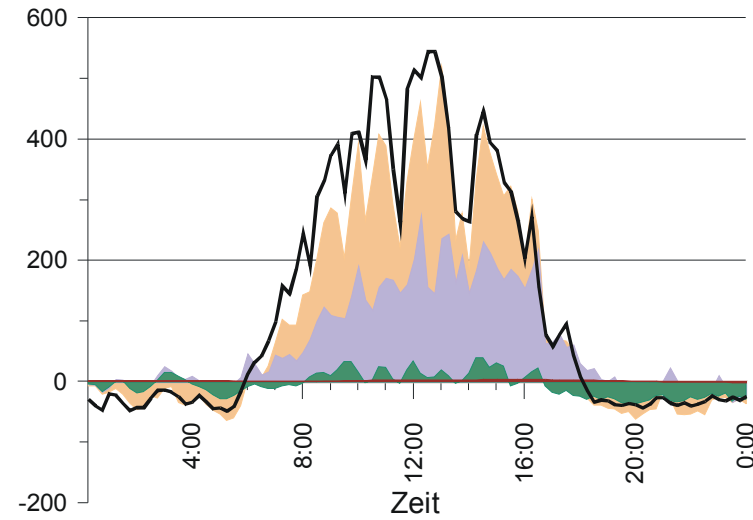
R_nNettostrahlung
 GBodenwärmestrom
 J Bestandeswärmestrom
 Φphotosynthetischer Wärmestrom
 Hfühlbarer Wärmestrom
 LElatenter Wärmestrom

Energieflüsse in einem Buchen-Fichten – Mischwald

15. August



25. August



$\beta = 0.44$

Φ :	~ 2.0%
H:	24.7%
LE:	55.8%
J:	7.1%
G:	1.9%

Schlussgrad: 91.5%

Problem bei der **ECEB** (Eddy Cov. Energy Balance) Methode:
Der Schlussfehler wird dem latenten Wärmestrom zugezählt
→ die Verdunstung überschätzt

~2.0%

H:	37.7%
LE:	43.1%
J:	1.8%
G:	0.7%

$\beta = 0.87$

85.3%

Räumliche Repräsentativität und zeitliche Auflösung verschiedener Methoden zur Verdunstungsbestimmung

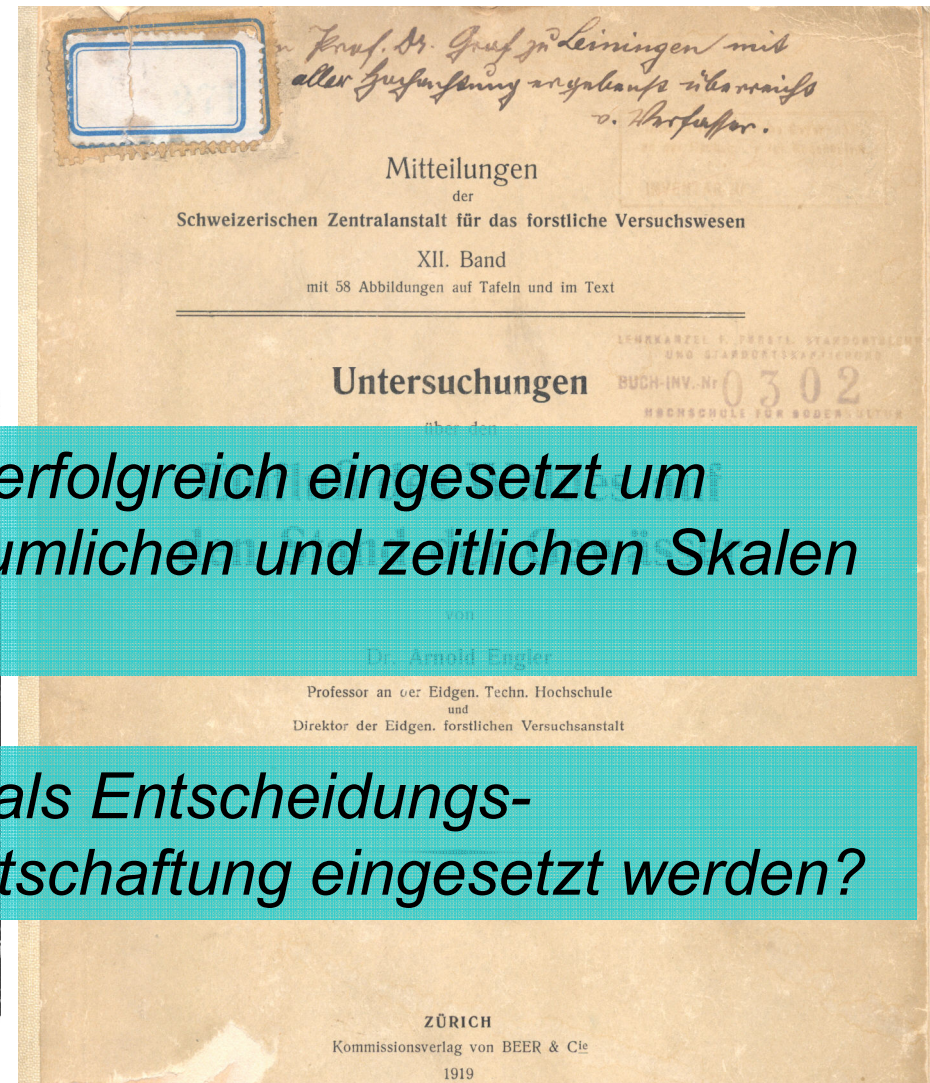
<i>Methode</i>	<i>erfasste Komponenten</i>	<i>räumlicher Massstab [m²]</i>	<i>zeitliche Auflösung</i>
Bodenwasserbilanz	E, T	10 ⁰	Tag
Saftstrommessung	T	10 ²	15-30 Minuten
Eddy Kovarianz	E, I, T	10 ⁴	15-30 Minuten
Einzugsgebiets- wasserbilanz	E, I, T	10 ⁶	Jahr

aus: Wilson et al. (2001): A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. Agric. For. Meteor. 106, 153-168.

Es gibt eine Vielzahl von Fallstudien über die Rolle des Waldes und der Waldbewirtschaftung für den Wasserhaushalt

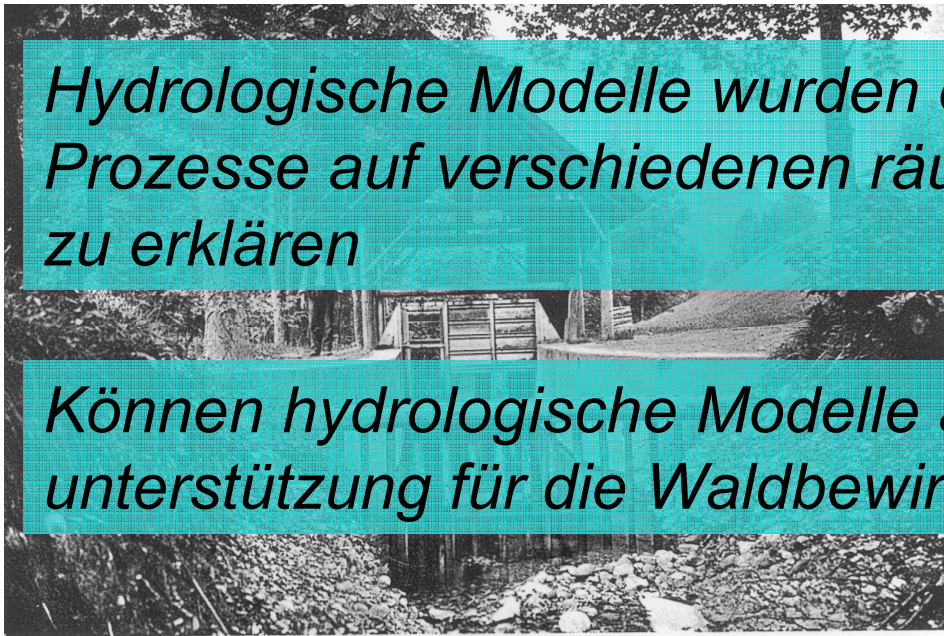
Pioneers in **in Europe**: Ebermayer, Hoppe, Schubert, Engler (Swiss Emmental, starting 1903).

In US: Bates & Henry (Wagon Wheel Gap, Colorado around 1910)



Hydrologische Modelle wurden erfolgreich eingesetzt um Prozesse auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen zu erklären

Können hydrologische Modelle als Entscheidungsunterstützung für die Waldbewirtschaftung eingesetzt werden?



Rappengraben
Weir Riedbad, 983 m asl

Beispiel Emmental (CH)

Sperbelgraben (96.9% bewaldet)

Fläche: 55.79 ha

Seehöhe: 912-1137 m (Δh : 225 m)

Grabenverlauf: Ost-West

mittlerer Jahresniederschlag: 1604 mm

Landnutzung: 54 ha Wald (48 ha Fi-Ta-Bu Plenterwald)



Rappengraben (35.1% bewaldet)

Fläche: 69.71 ha

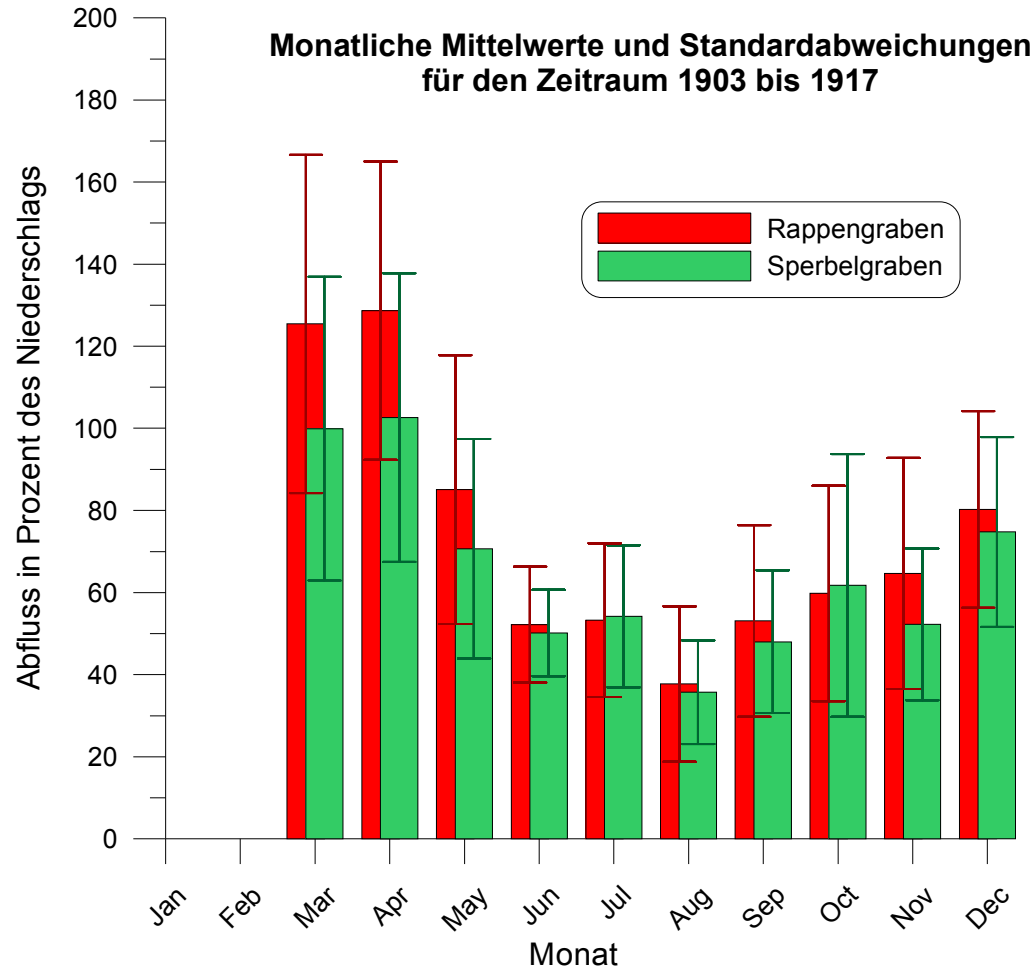
Seehöhe: 983-1190 m (Δh : 207 m)

Grabenverlauf: Ost-West

mittlerer Jahresniederschlag: 1551 mm

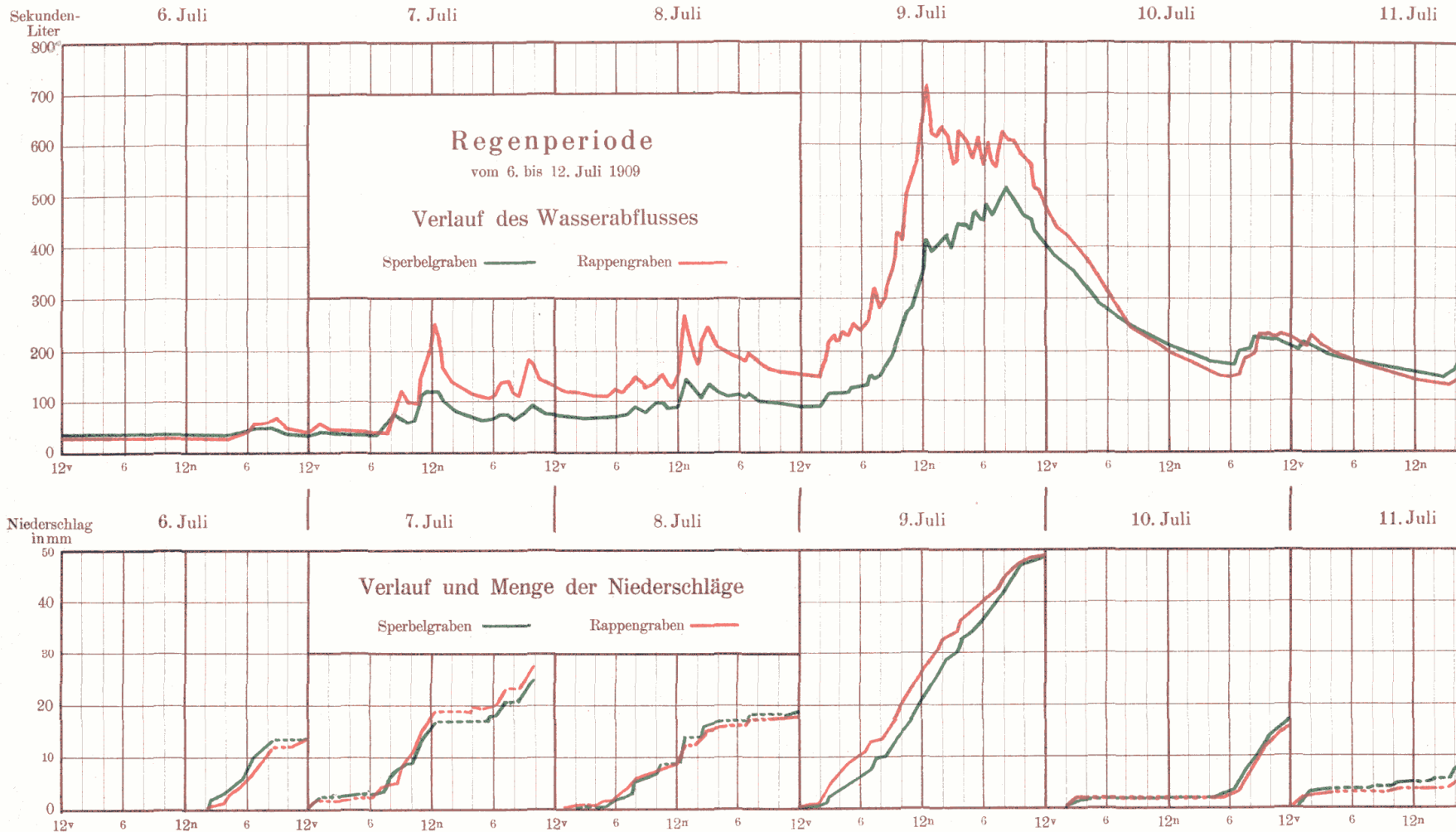
Landnutzung: 38.2 ha Weide, 24.5 ha Wald, 7 ha Wiesen & Äcker

Saisonales Abflussverhalten



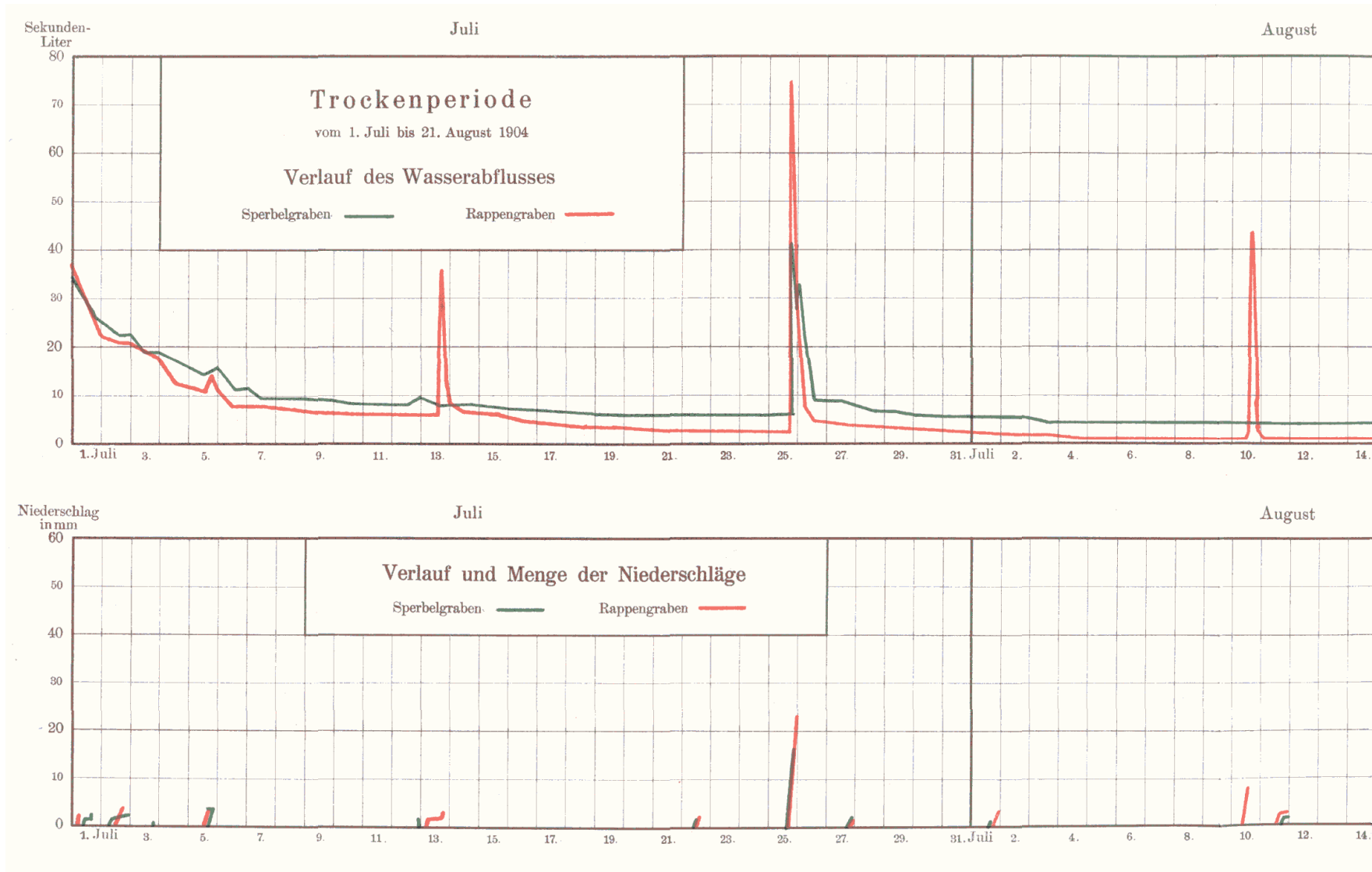
- Der Abfluss aus dem spärlich bewaldeten Gebiet ist durchwegs höher, besonders während der Schneeschmelze
- Von Juni bis Oktober verschwinden die Unterschiede fast zur Gänze
- Die Abflussschwankungen sind im bewaldeten Gebiet während des Sommers geringer (höherer Basisabfluss in Trockenzeiten, niedrigere Abflussspitzen nach Gewittern!)

Hydrographenvergleich – Regenperiode

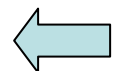


Abflüsse sind normiert auf 100 ha !

Hydrographenvergleich – Trockenperiode



Abflüsse sind normiert auf 100 ha !



Einfache Modelle zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wie das Verdunstungsgesetz von Dalton und seine Modifikationen (z.B. **Haude** (1955) in Deutschland) sind für grobmaßstäbliche Abschätzungen der Evapotranspiration auf Landschaftsebene geeignet

$$ET_H = f_H * (e_s - e_a)$$



ET_H	monatliche ET
f_H	Pflanzenfaktor
e_s	Sättigungsdampfdruck [hPa] um 14:00
$e_a...$	aktueller Dampfdruck um [hPa] at 14:00

Vorteil:

- Meteorologische Standarddaten in grober zeitlicher Auflösung können als Eingangsvariablen verwendet werden



[Link example](#)

Nachteil:

- Die Landnutzung wird nur über einen empirischen Pflanzenfaktor berücksichtigt



→

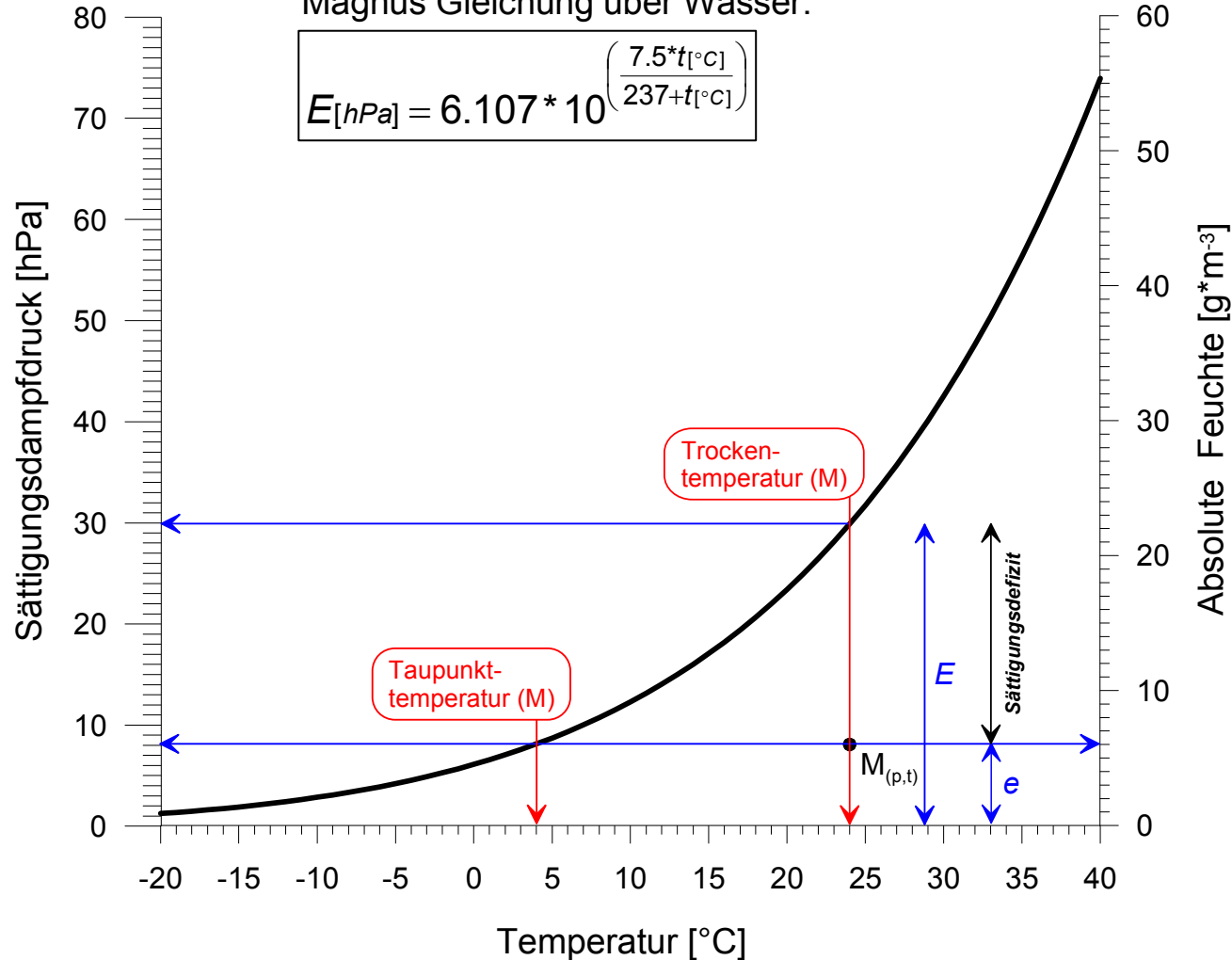
Die Magnus Gleichung

Magnus Gleichung über Wasser:

$$E_{[hPa]} = 6.107 * 10^{\left(\frac{7.5 * t[^\circ C]}{237 + t[^\circ C]}\right)}$$

Magnus Gleichung über Eis:

$$E_{[hPa]} = 6.107 * 10^{\left(\frac{9.5 * t[^\circ C]}{265.5 + t[^\circ C]}\right)}$$



Der Sättigungsdampfdruck über Eis ist niedriger als über einer Wasserfläche

→ **Dampfdiffusion vom Wasser zum Eis !**

Relative und absolute Luftfeuchtigkeit

$$rH = \frac{e}{E} * 100 \dots\dots \text{relative Luftfeuchtigkeit in [\%]}$$

$$D_p = E - e \dots\dots \text{Wasserdampfsättigungsdefizit der Luft in [hPa]}$$

$$D_c = \frac{D_p}{R_v * T} \dots\dots \text{Wasserdampfsättigungsdefizit der Luft in [g*m}^{-3}\text{]}$$

← D_p in [Pa] !

Absolute Feuchte oder Wasserdampfdichte ρ_w [g*m⁻³] ist definiert als:

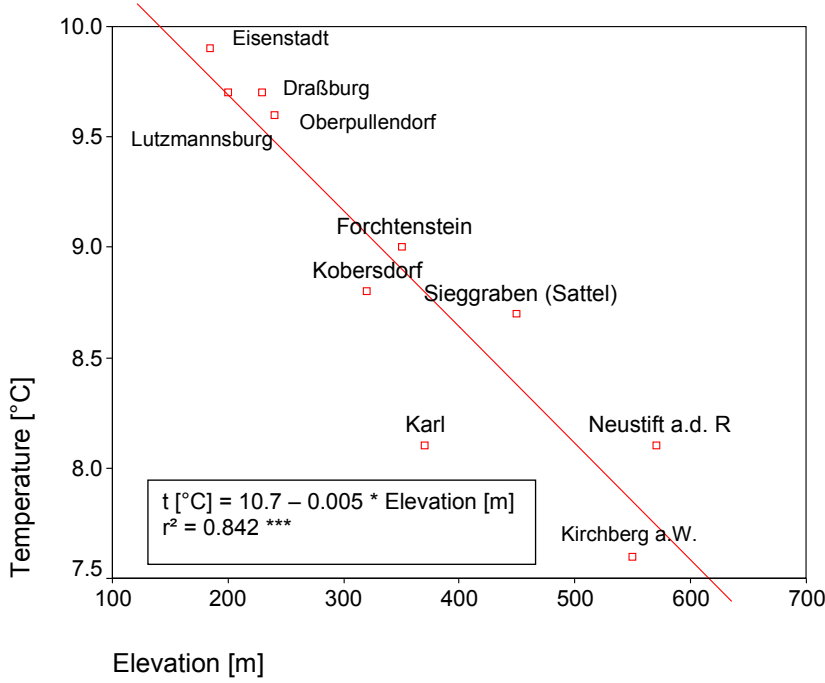
$$\rho_w = \frac{e}{R_v T} = 2.166 * \frac{e}{T}$$

- e aktueller Wasserdampfdruck [Pa]
- R_v spez. Gaskonst. für Wasserdampf:
0.4615 [J* g⁻¹*°K⁻¹] = [Pa*m³*g⁻¹*°K⁻¹]
- T abs. Temperatur [°K]



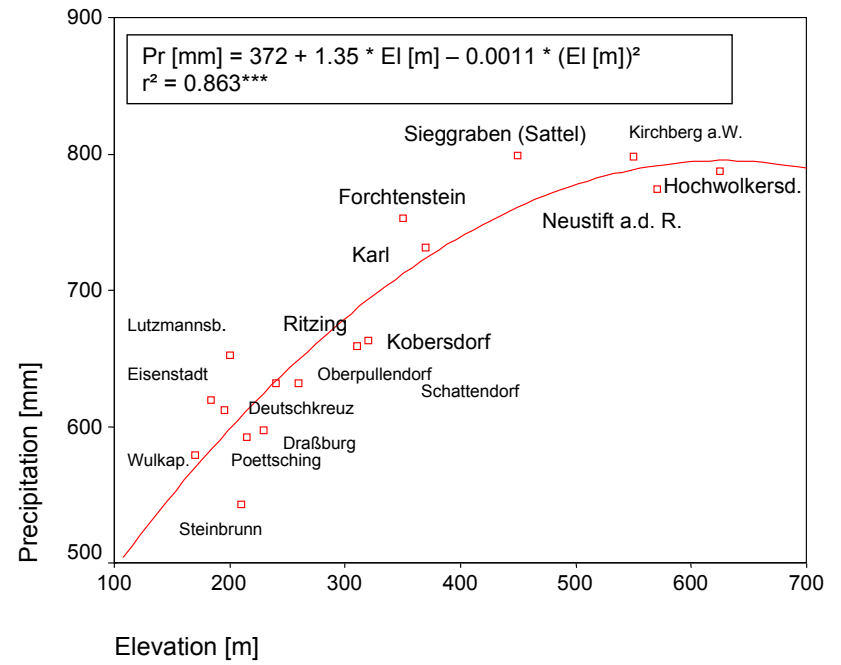
Über digitale Geländemodelle und GIS können Klimavariablen regionalisiert werden

Temperature lapse rate (mean annual t): 0.5 °C per 100 m elevation

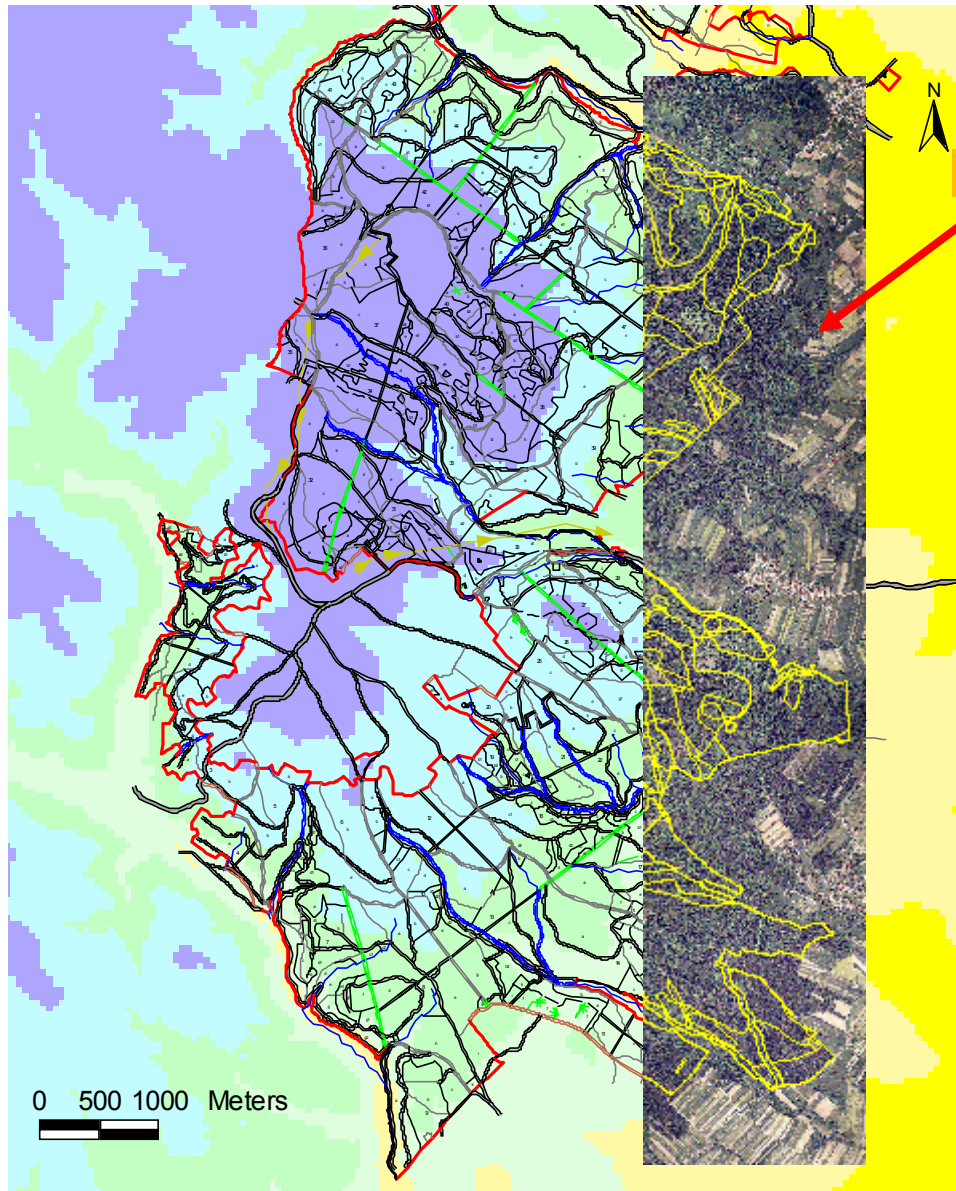


Month	Temp. lapse rate [°C / 100 m]
1	-0.2
2	-0.4
3	-0.5
4	-0.7
5	-0.7
6	-0.7
7	-0.6
8	-0.6
9	-0.5
10	-0.4
11	-0.4
12	-0.2

Precipitation gradient with elevation

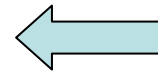
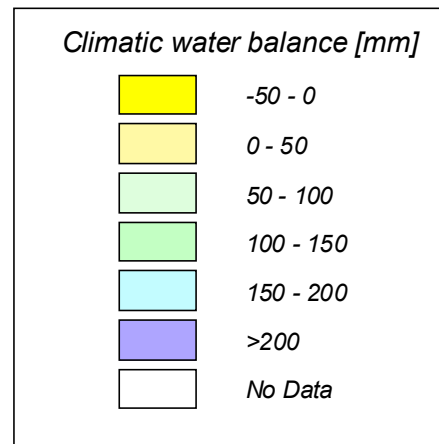


Beispiel: jährliche klimatische Wasserbilanz über Haude-Faktoren (Wald) für einen Forstbetrieb in Ostösterreich



Wald existiert im Bereich einer positiven KWB!

→ Information über die Tragfähigkeit für Wald



Wasser- und Energiebilanz von Waldbeständen

Wasserbilanz:

Input – **Output** = **Vorratsänderung**

$$N_0 + GW + ZF - (E_{Bd} + I + T_{Veg} + AF + S) = \Delta BW$$

N_0Freilandniederschlag
 GW Entnahmen aus dem
 im Grundwasser

E_{Bd} Bodenevaporation
 I Interzeptionsverdunstung
 T_{Veg} Transpiration
 AF Tiefenversickerung
 S Oberflächenabfluss
 ΔBW Bodenwasservorratsänderung

Um alle Glieder der Wasserbilanz zu berechnen sind komplexere hydrologische Modelle nötig

Energiebilanz:

$$R_n = G + J + \Phi + H + LE$$

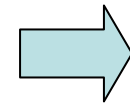
$$H/LE = \beta \dots \text{Bowen-Verhältnis}$$

R_nNettostrahlung
 GBodenwärmestrom
 J Bestandeswärmestrom
 Φphotosynthetischer Wärmestrom
 Hfühlbarer Wärmestrom
 LElatenter Wärmestrom

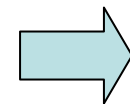
Mit zunehmender Komplexität hydrologischer Modelle wird die Verfügbarkeit von Eingangsdaten zum limitierenden Faktor für die Anwendung 

Aber: Der Einfluss von Managementmaßnahmen kann modelliert werden

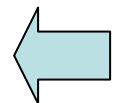
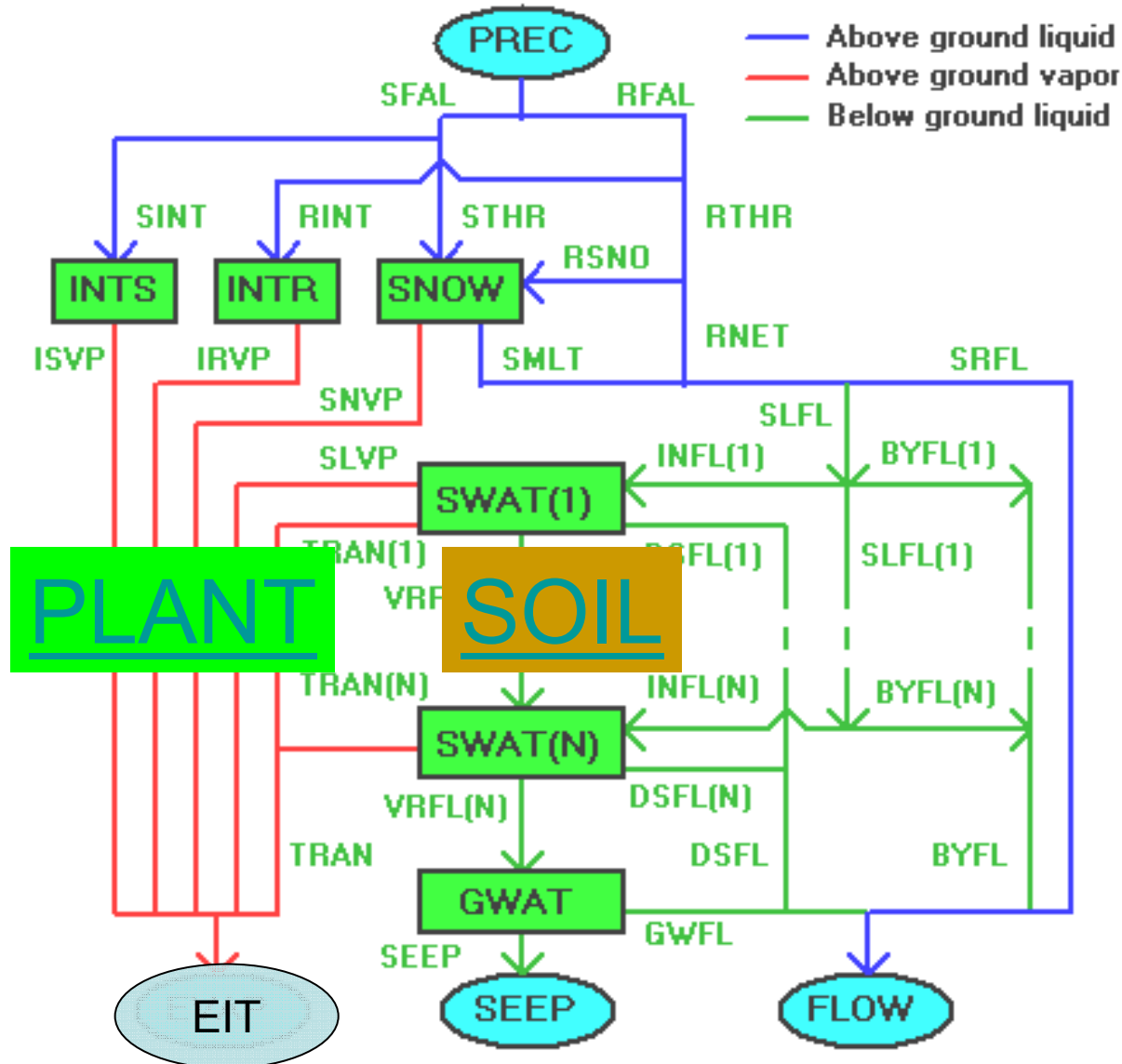
Fall 1: Die Parameter für die Kalibrierung werden aus direkten Messungen abgeleitet



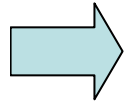
Fall 2: Ableitung der Parameter über Transferfunktionen



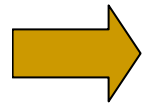
Beispiel BROOK 90 (Federer 1995): Einzugsgebietsmodell
 → Sinnvoll für kleine Einzugsgebiete bis Bestände



ET: Modifikation der Penman-Monteith-Equation 



→ Wichtige Parameter: Aerodynamischer Widerstand Kronenwiderstand
→ Sensible Eichparameter: Blattleitfähigkeit, LAI



Wasserbewegung im Boden: Richards-Gleichung 
+ empirischer Ansatz für
Schätzung v. Makroporenfluss

→ Wichtige Größen: Ψ – Θ – k – Beziehung

Ψ Matrixpotential
 Θ Wassergehalt
 k Hydr. Leitfähigkeit

→ Sensible Eichparameter:

Steigung der Ψ – Θ Beziehung
Wasserpotential bei Feldkapazität
Wassergehalt bei Feldkapazität
Wassergehalt bei Sättigung
Empirischer Faktor für Makroporenfluss

Penman-Monteith Ansatz: Potentielle Evapotranspiration ET_0

$$ET_0 = \underbrace{\frac{s}{s+\gamma} * \frac{(R_n - G)}{L_v}}_{ET_{rad}} + \underbrace{\frac{86.4}{L_v} * \frac{1}{s+\gamma} * f(u) * (E - e)}_{ET_{aero}}$$

- s Steigung der Sättigungsdampfdruck-Temperatur-Kurve
- γ modifizierte Psychrometerkonstante
- R_n Strahlungsbilanz
- G Bodenwärmestrom
- L_v spezifische Verdunstungswärme
- $f(u)$ von Windgeschwindigkeit u und der Bewuchshöhe abhängige Funktion
- $E - e$ Sättigungsdefizit der Luft: Sättigungsdampfdruck (E) – aktueller Dampfdruck (e)
- 86.4 Umrechnungsfaktor auf [mm*d⁻¹]

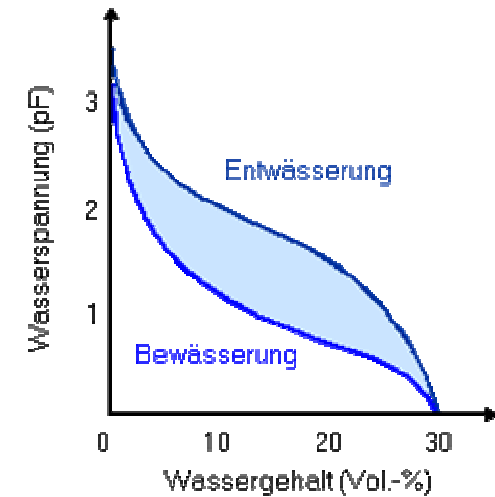
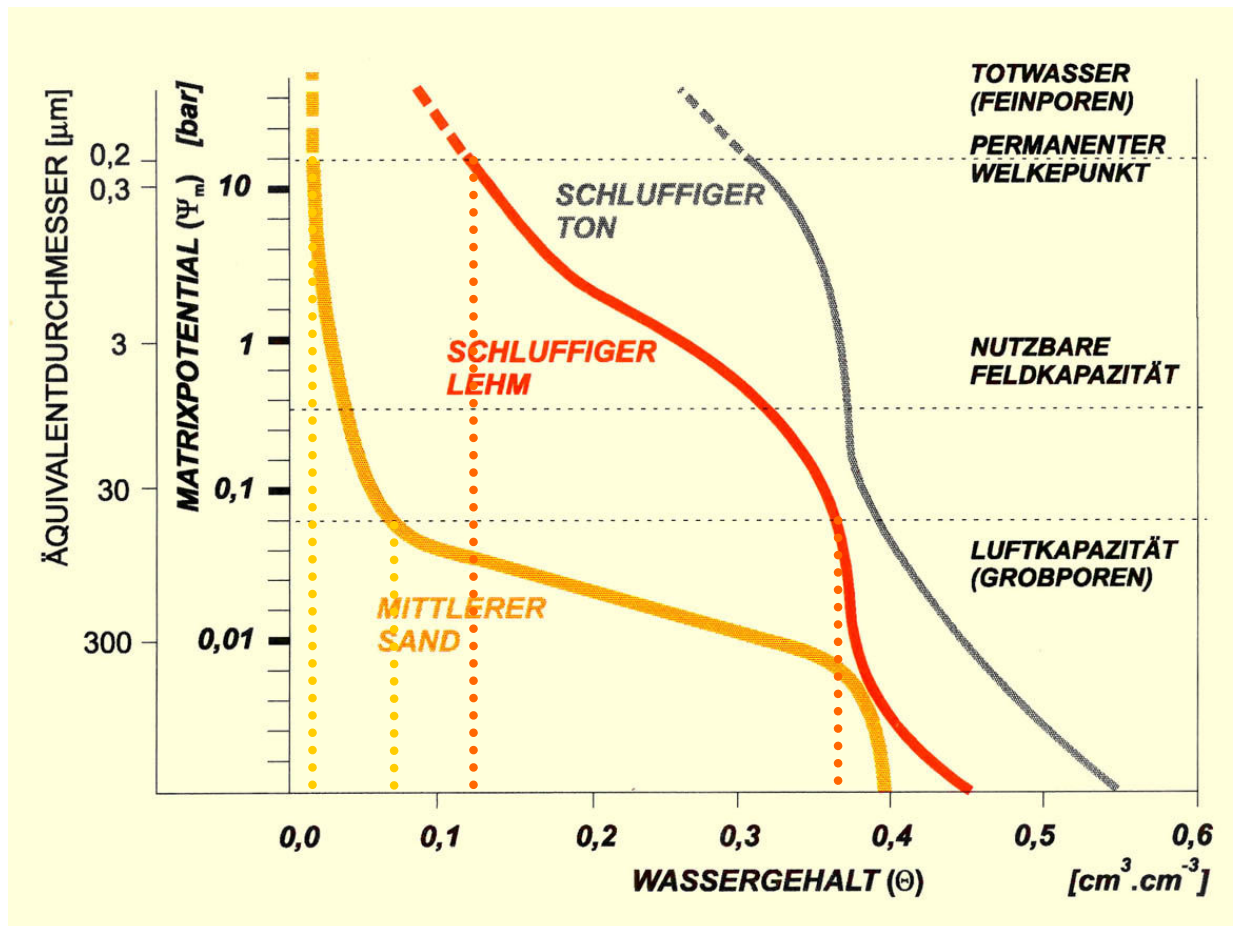
$$f(u) = \frac{\rho_a * c_p}{r_a} \quad r_a = \frac{\ln^2\left(\frac{z-d}{z_0}\right)}{k^2 u_z}$$

$$s = \frac{4098 * E}{(T + 237.3)^2}$$

- ρ_a Luftdichte
- c_p spez. Wärme feuchter Luft
- r_a aerodynamischer Widerstand
- z Höhe der Windmessung
- d Nullpunktsverschiebung (2/3 Bestandeshöhe)
- z_0 Rauigkeitslänge (1/10 Bestandeshöhe)
- k von Kármán Konstante (0.41)
- u_z Windgeschwindigkeit in der Höhe z
- T Lufttemperatur in °C

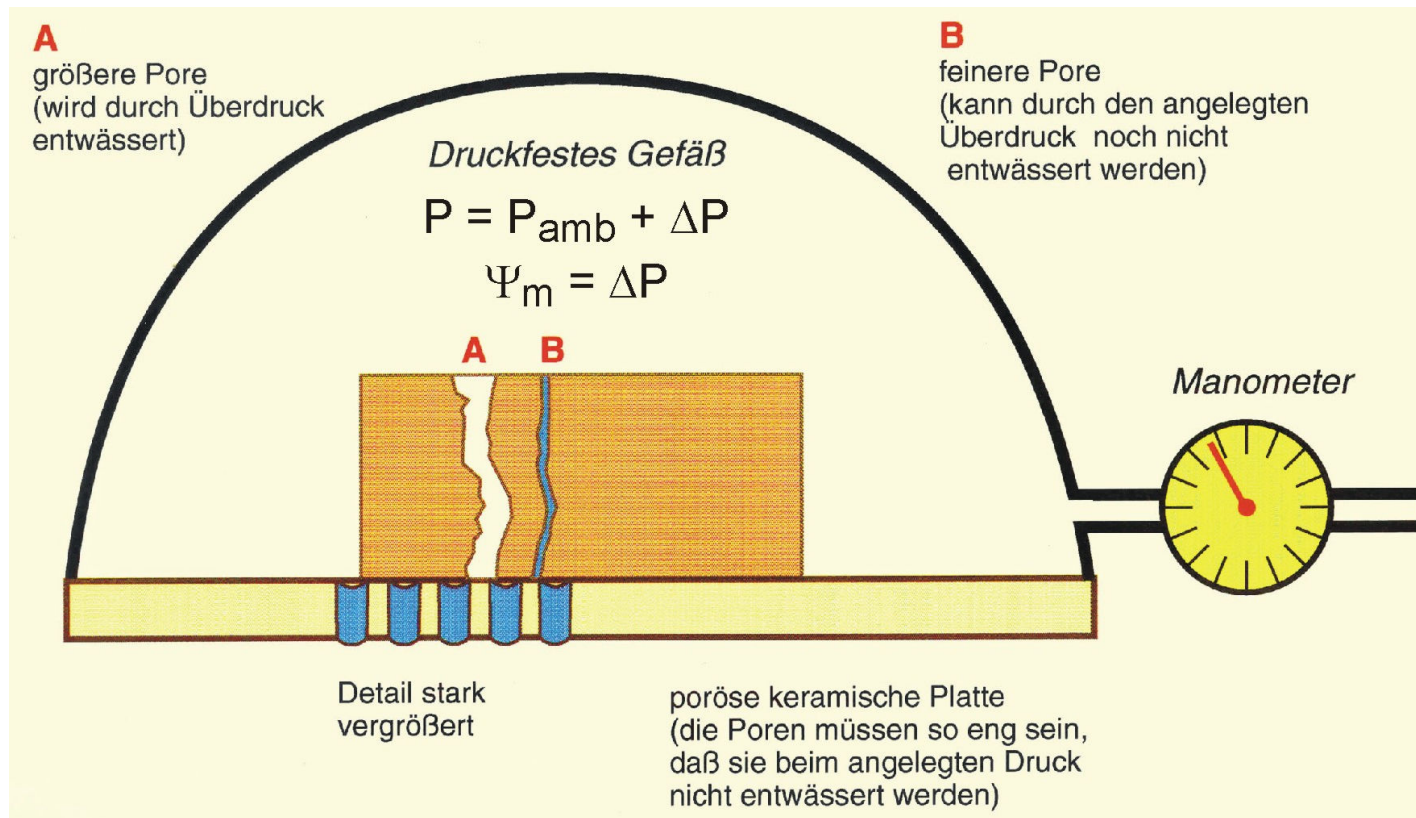


Bodenwassergehalt - Bodenwasserpotential



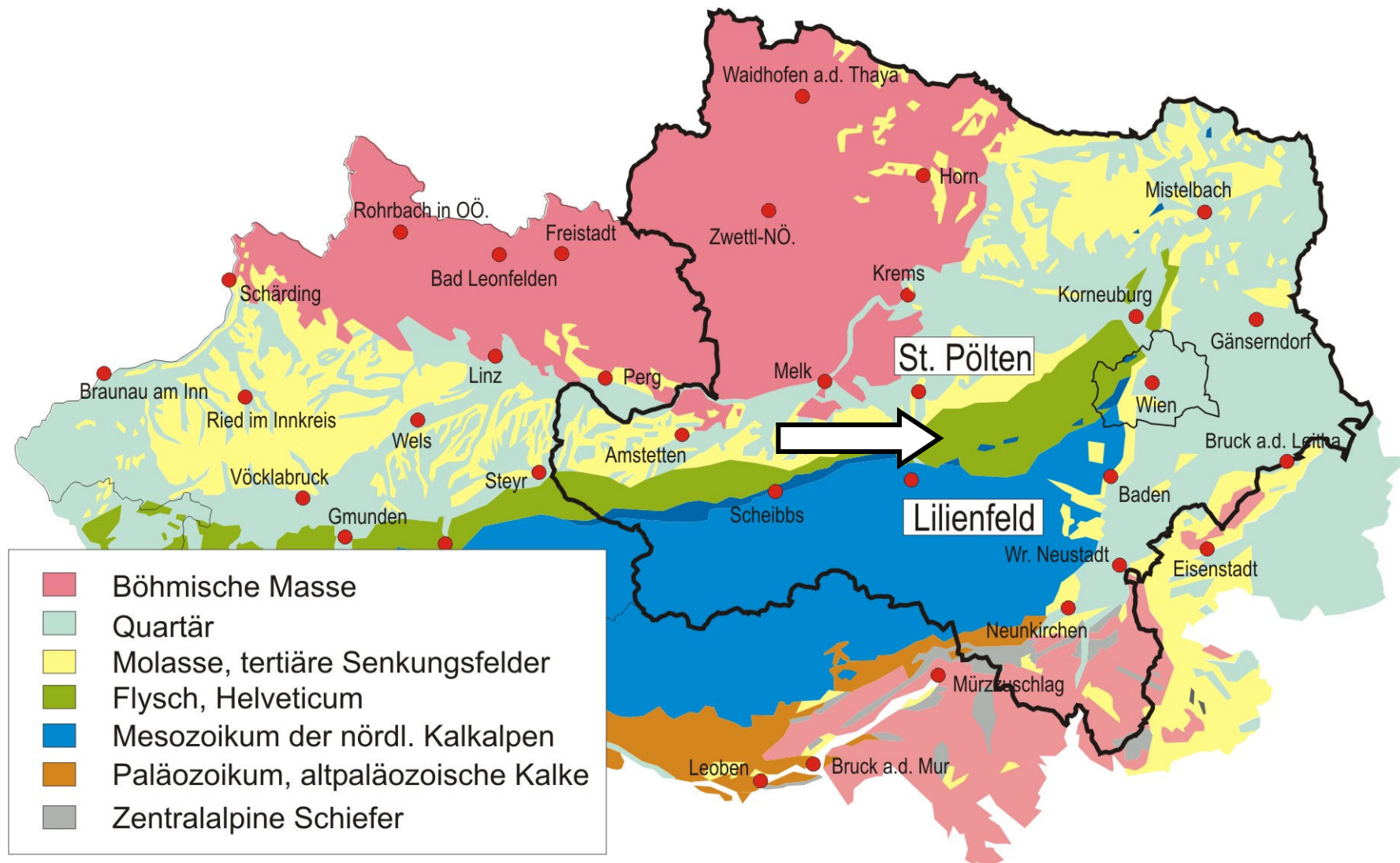
Bestimmung dieser Kurven mittels einer speziellen Druckplattenapparatur

Druckplattenapparatur – Funktionsprinzip

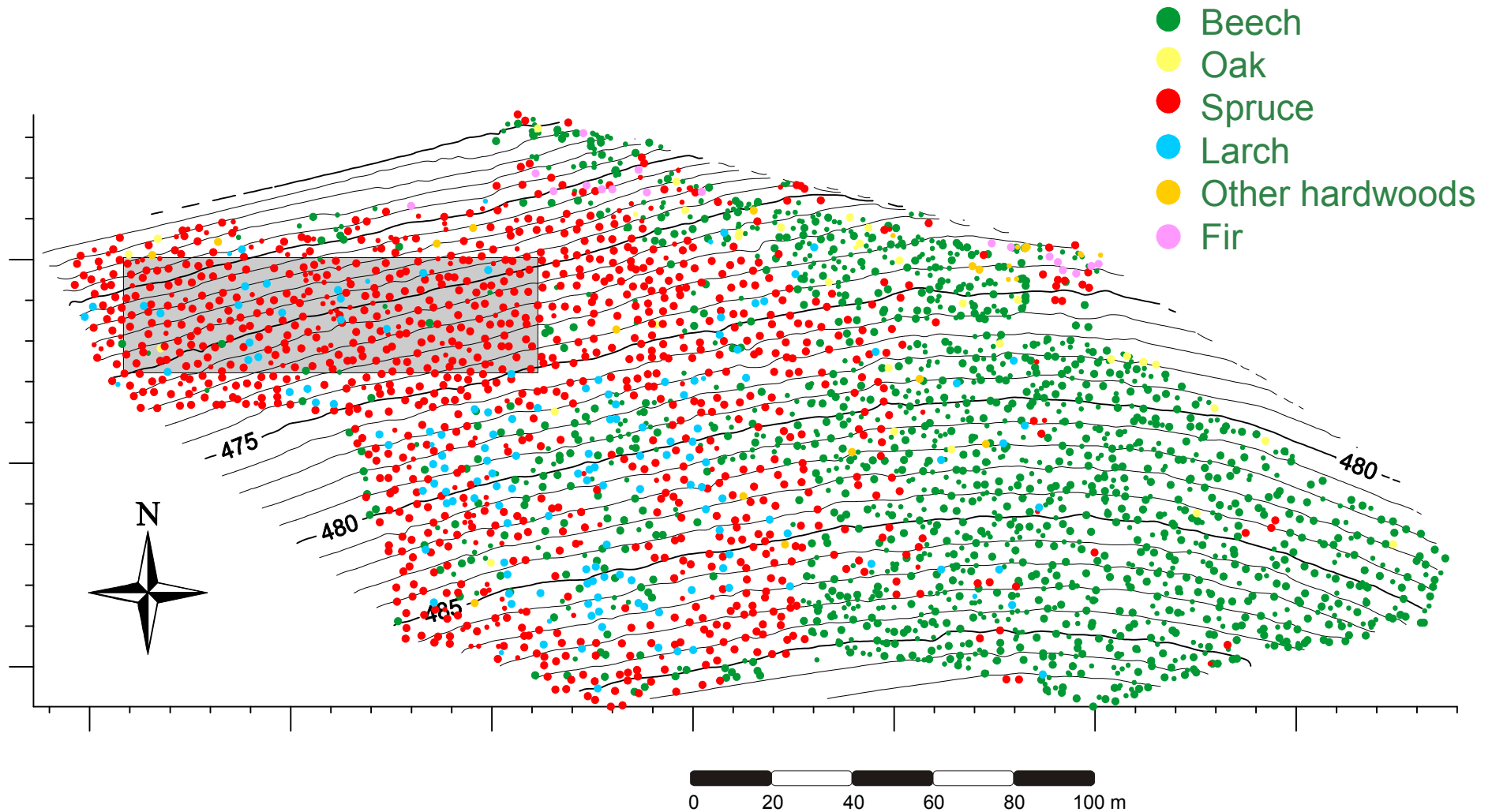


Ungestörte, aufgesättigte Bodenproben werden auf einer porösen Keramikplatte bei bekanntem Druck entwässert bis sich ein Gleichgewicht zwischen den Matrixkräften und dem angelegten Überdruck (ΔP) einstellt (\rightarrow kein Wasser wird mehr rausgepresst). Der Restwassergehalt der Proben wird durch Wiegen – Trocknen – Wiegen bestimmt. Das Verfahren wird bei verschiedenen Druckstufen wiederholt (z.B. 0.1; 0.3; 0.5; 1; 3; 7; und 15 bar). **Wichtig:** kapillarer Schluss zwischen Proben und Keramikplatte!

Case study site ‚Kreisbach‘: adjacent beech and spruce stands with intermixed transition zone

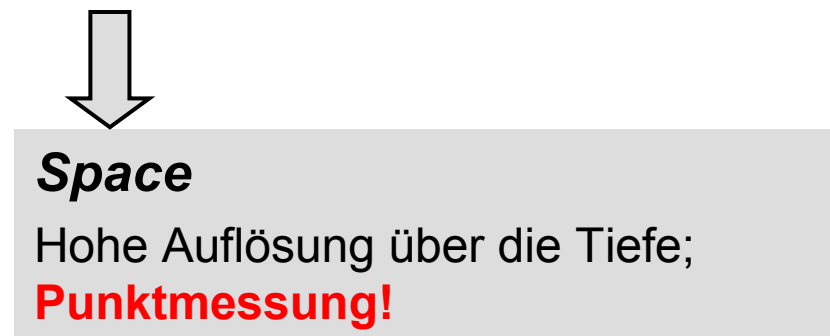


Fallstudie ‚Kreisbach‘: angrenzende Fichten- und Buchenbestände und Mischungszone

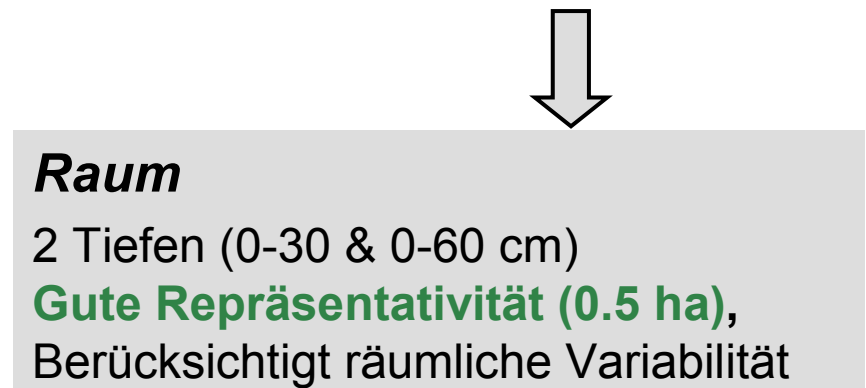


Intensive Messungen meteorologischer , pflanzenphysiologischer und Bodenparameter (Schume, H., Hager, H., Jost, G. 2005: Water and energy exchange above a mixed European Beech - Norway Spruce forest canopy: A comparison of eddy covariance against soil water depletion measurement. Theoretical and Applied Climatology 81 (1-2), pp. 87-100)

1. **High resolution TDR** (Trase System, Soilmoisture) in 10, 20, 40, 55, 75 und 100 cm depth at 2 points



2. **Systematische Beprobung über die Fläche** (198 Wiederholungen)



TDR (time domain reflectometry) – Funktionsweise

Die Bodenfeuchtemessung mittels TDR Technologie basiert auf dem Prinzip des Kabeltesters, der entwickelt wurde, um Unterbrechungen in vergrabenen Leitungen zu finden. Zum Zweck der Bodenfeuchtemessung wird ein **hochfrequentes elektromagnetisches Signal (Welle)** über ein Koaxkabel in parallele metallene Messstäbe ausgesandt („waveguides“). Die Welle wird am Ende der Metallstäbe reflektiert, die **Laufzeit in den waveguides** (in eine Richtung) **wird gemessen**. Die Geschwindigkeit des Signals ist **umgekehrt proportional zu den dielektrischen Eigenschaften** des umgebenden Messmediums Boden.

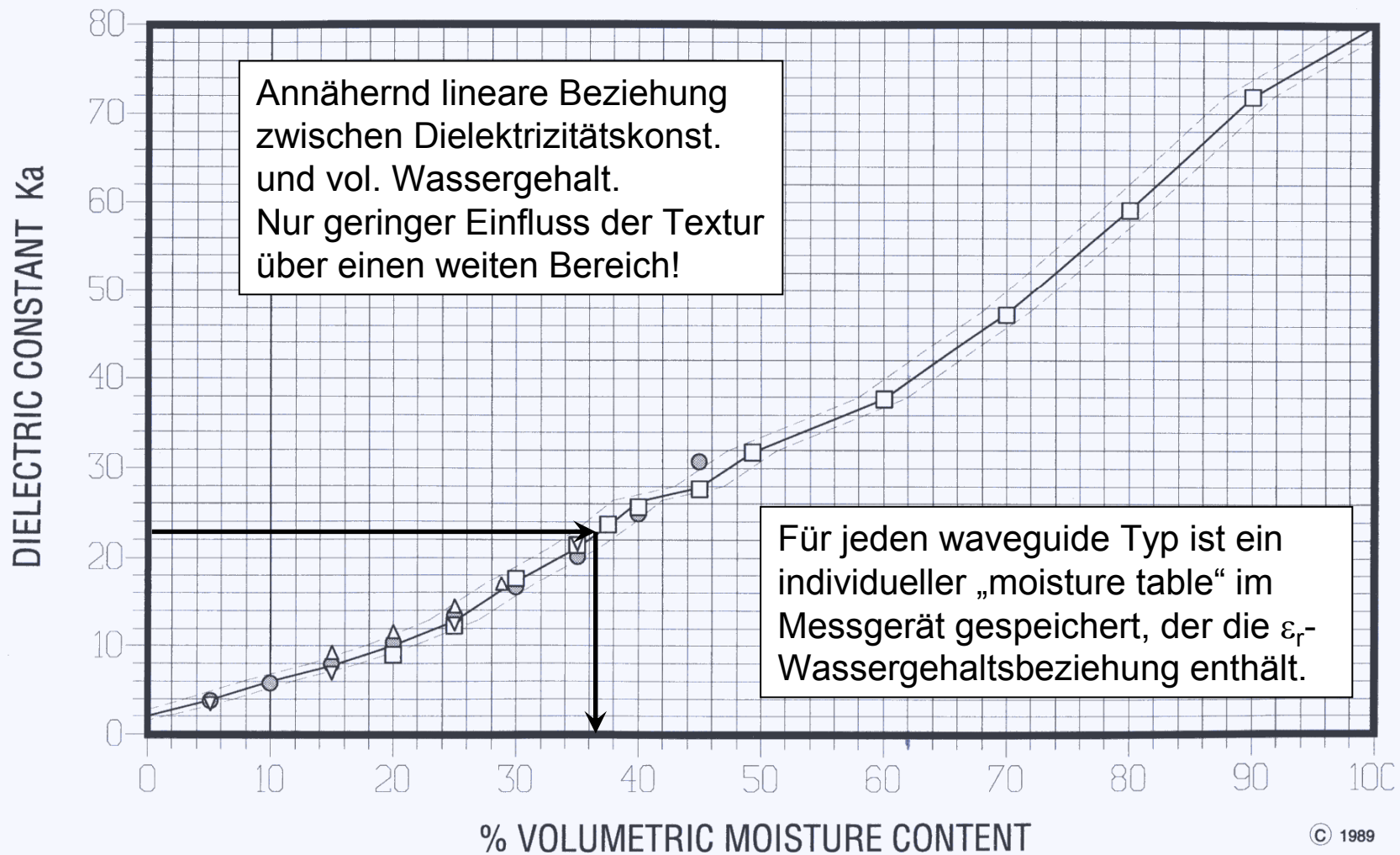
Mit Kenntnis der Länge der Messstrecke (=Länge der waveguides), der Ausbreitungsgeschwindigkeit und der gemessenen Laufzeit des Signals kann man die **Dielektrizitätskonstante des Bodens** (Gemisch aus Luft, Wasser und Mineralteilen) berechnen, die **sehr stark vom Wassergehalt abhängt**.

$$\epsilon_r = \left(\frac{t * c}{L} \right)^2$$

ϵ_r ...Dielektrizitätskonstante
t....Laufzeit des Signals [ns]
c....Lichtgeschw. [cm*ns⁻¹]
L....Länge der Messstrecke [cm]

ϵ_r von:
Luft = 1
trockenem Mineralboden = 2-3
Wasser = 80

TDR – Ableitung des Wassergehalts

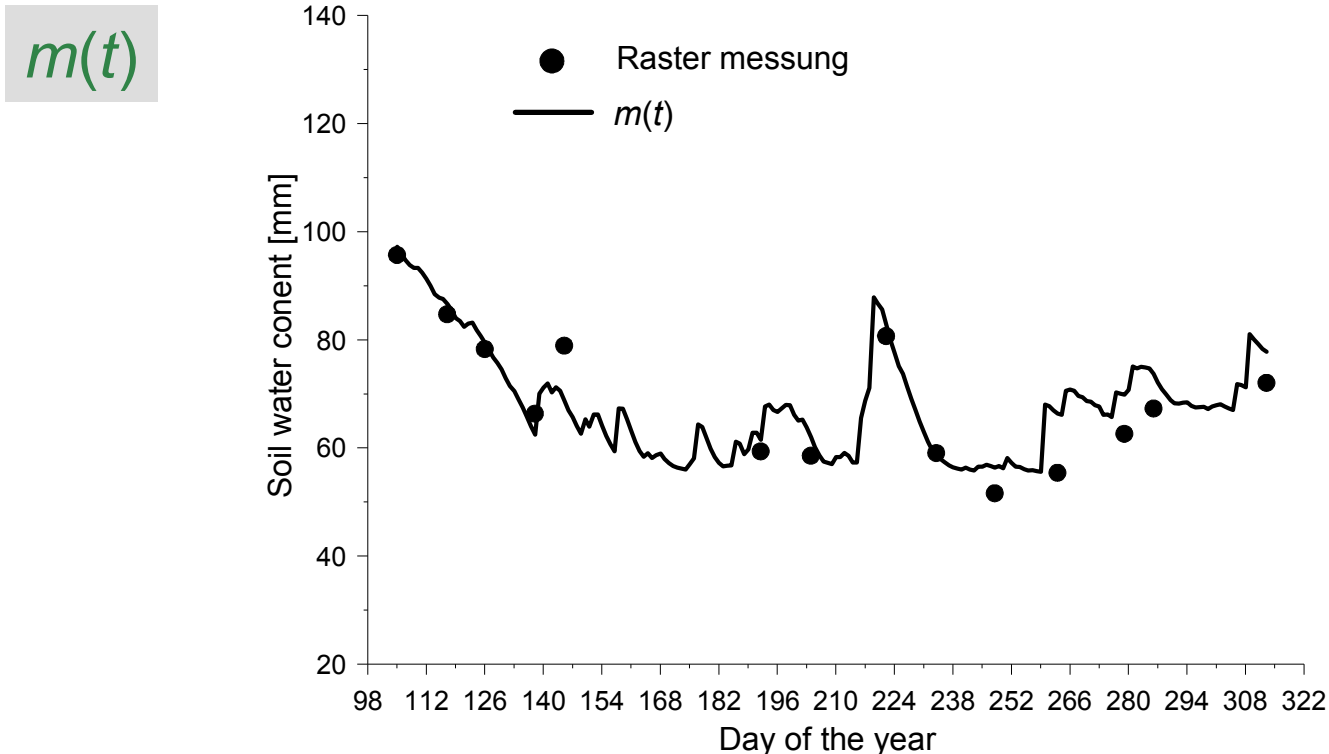


Raum-Zeit-Interpolation (Jost, G., Heuvelink, G.B.M., Papritz, A. 2005: Analysing the space-time distribution of soil water storage of a forest ecosystem using spatio-temporal kriging. Geoderma 128, pp. 258-273.)

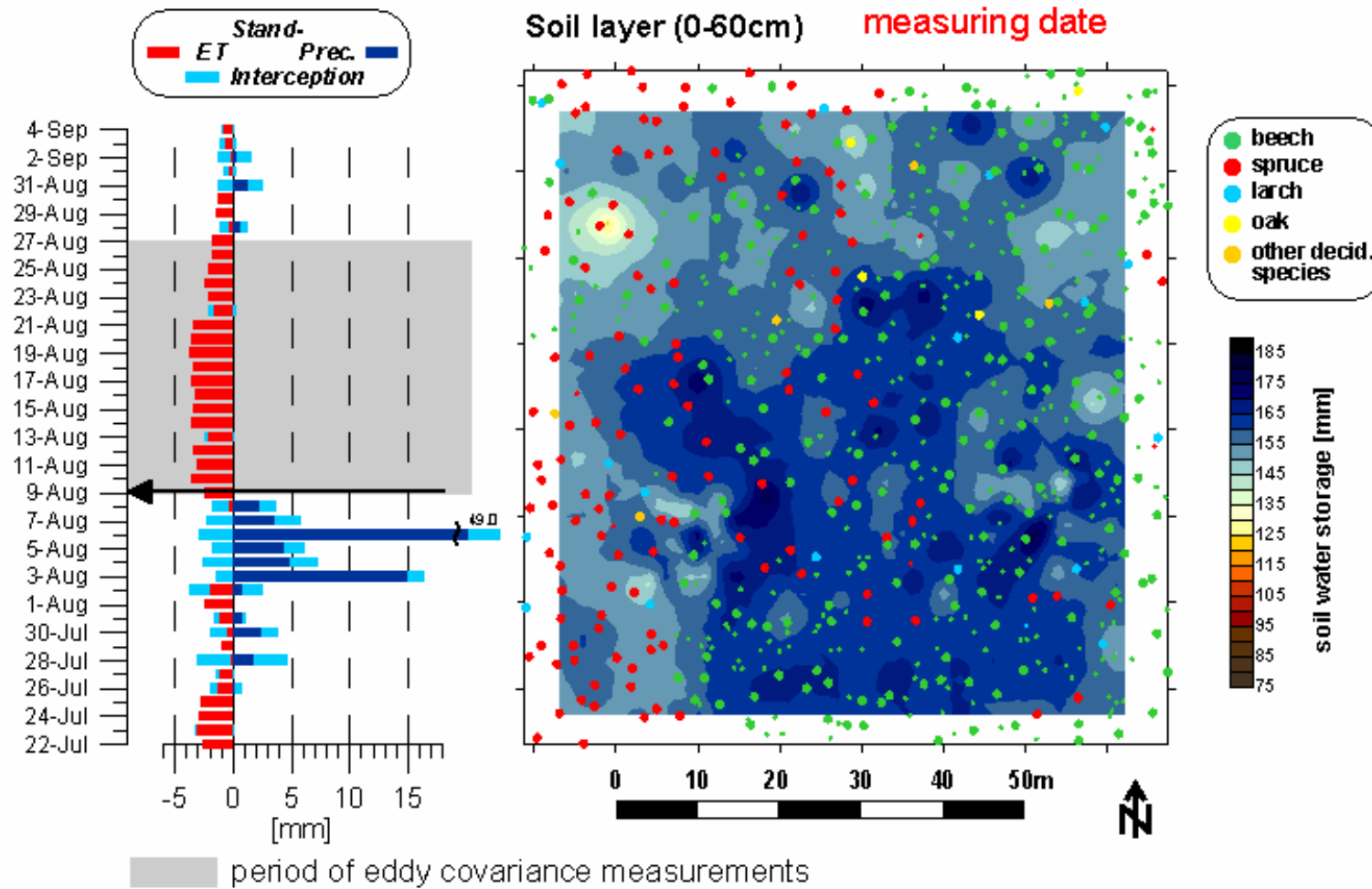
Die Raum-Zeitfunktion $Z(\mathbf{u},t)$ wird gesplittet in:

$$Z(\mathbf{u},t) = m(t) + R(\mathbf{u},t), \quad \forall (\mathbf{u},t) \in D \times T$$

$m(t)$Zeittrend (**Brook 90**)
 $R(\mathbf{u},t)$Residuum (Raum/Zeit)



Austrocknungs/Wiederbefeuchtungsmuster mit Raum/Zeitinterpolation (BROOK90 für Zeittrend) (Jost et al. 2005)



Simulation des Wasserhaushalts von Fichte nach Durchforstung (2 Szenarien) mit BROOK 90



Bestand und Standort

Standort:

Seehöhe: 480 m

Exposition: N-NNW

Neigung: 18 %

Relief: eben

Jahresniederschlag.: 850 mm

Jahresmitteltemp.: 8.4 °C

Bestand (2003):

Alter: 59 yr – Hdom: 28.7 m

DGZ 100 [Fi-Bayern]: 16 m³.ha⁻¹

Stämme [n ha⁻¹]: 768 Fichte

48 Lärche

26 Buche

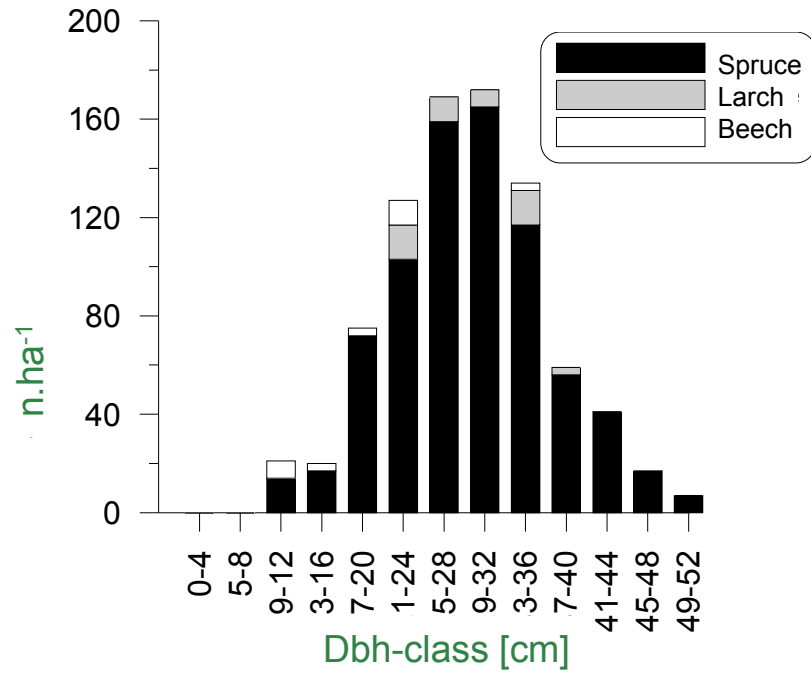
Volumen [m³ ha⁻¹]: 675 Fichte

35 Lärche

12 Buche



Site and stand



Stämme [n ha⁻¹):

768 Fichte

48 Lärche

26 Buche

Volumen [m³ ha⁻¹):

675 Fichte

35 Lärche

12 Buche



Bodeneigenschaften – Wurzelverteilung

Bodentyp:

Stagnic cambisol on Flysch
 tonreicher Horizont ab 50-60 cm
 pH: 4.3-5.0, base sat.: 43-69%

Humus form:

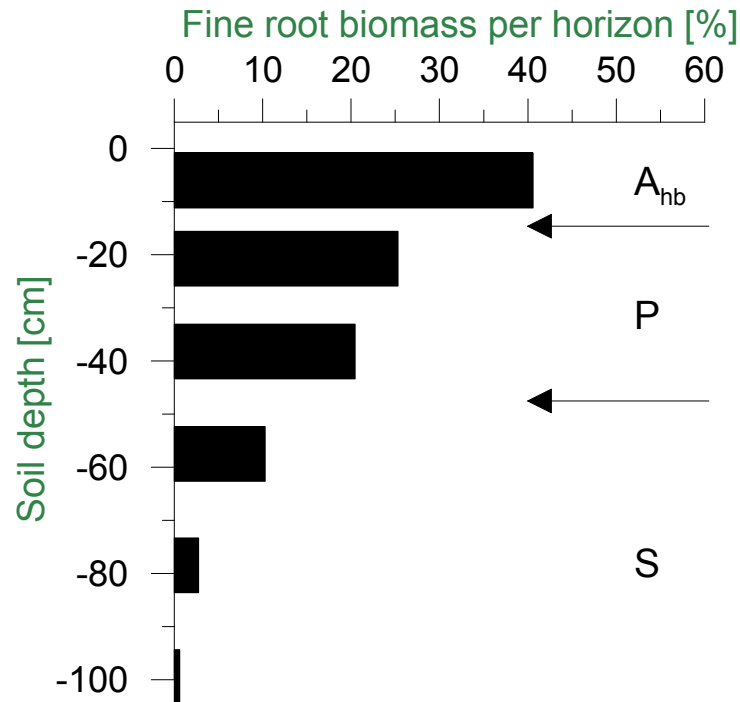
Hemimoder (org. layer 2-3 cm)



	Soil depth [cm]					
	10	20	40	60	80	100
Coarse soil [% Vol.]	5	5	6	15	8	11
Bulk density [g.cm ⁻³]	1.2	1.22	1.31	1.4	1.47	1.52
Pore volume [%]	52	51	48	46	42	41
Clay content [% mass]	53	55	61	70	48	46
Textural class (DIN 4220)	silty clay	silty clay	clay	clay	silty clay	silty clay
Water content at -1 Mpa [%Vol]	17.7	19.8	19.8	24.2	26.1	24.5



Bodeneigenschaften – Wurzelverteilung



86% der Feinwurzelmasse oberhalb des Staukörpers!

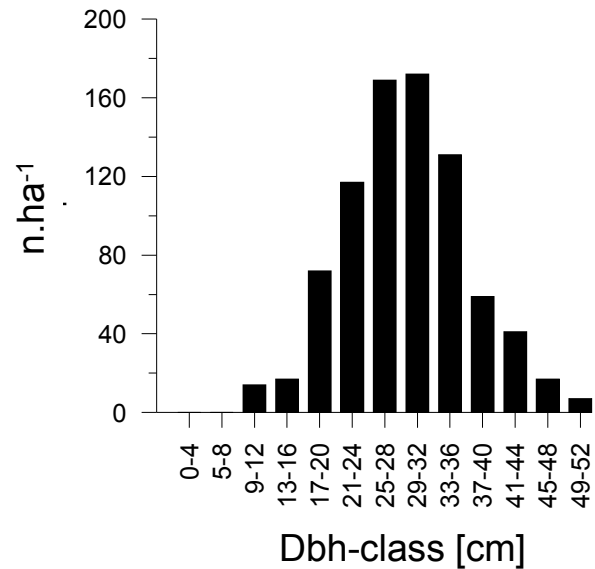
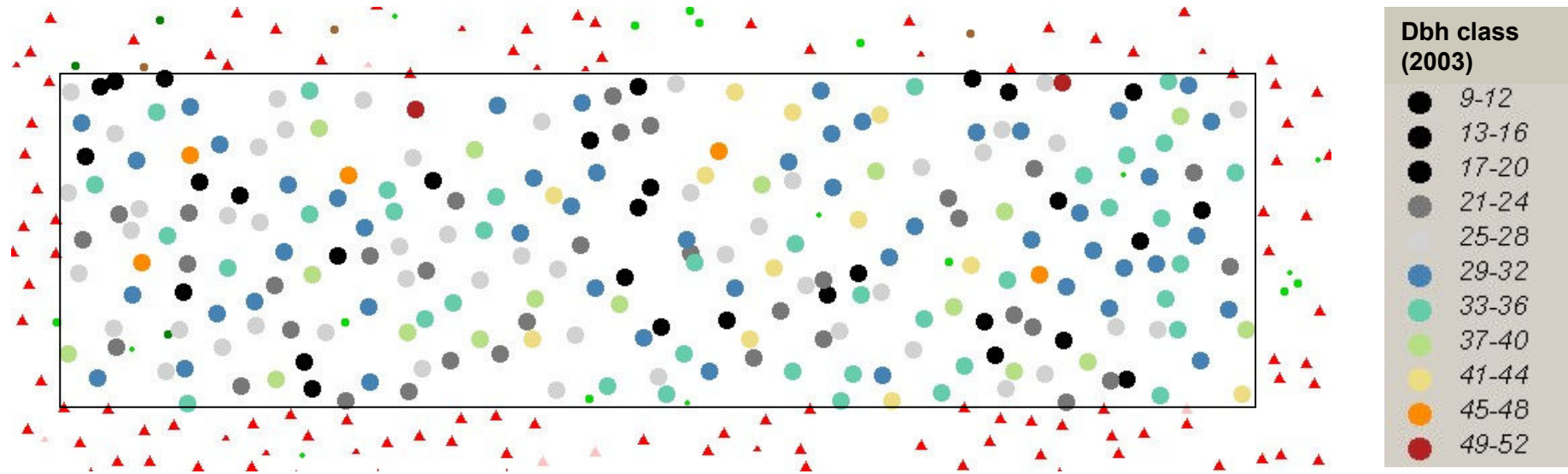
from: Schmid, I. (2002): The influence of soil type and interspecific competition on the fine root system of Norway spruce and European beech. Basic Appl. Ecol. 3, 4, 339-346.



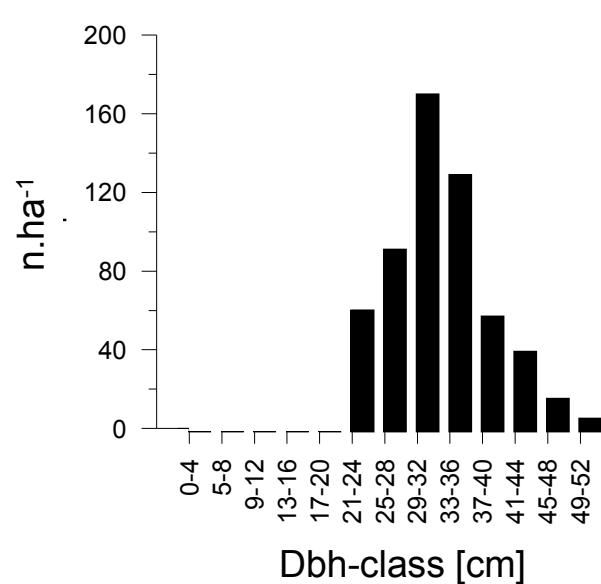
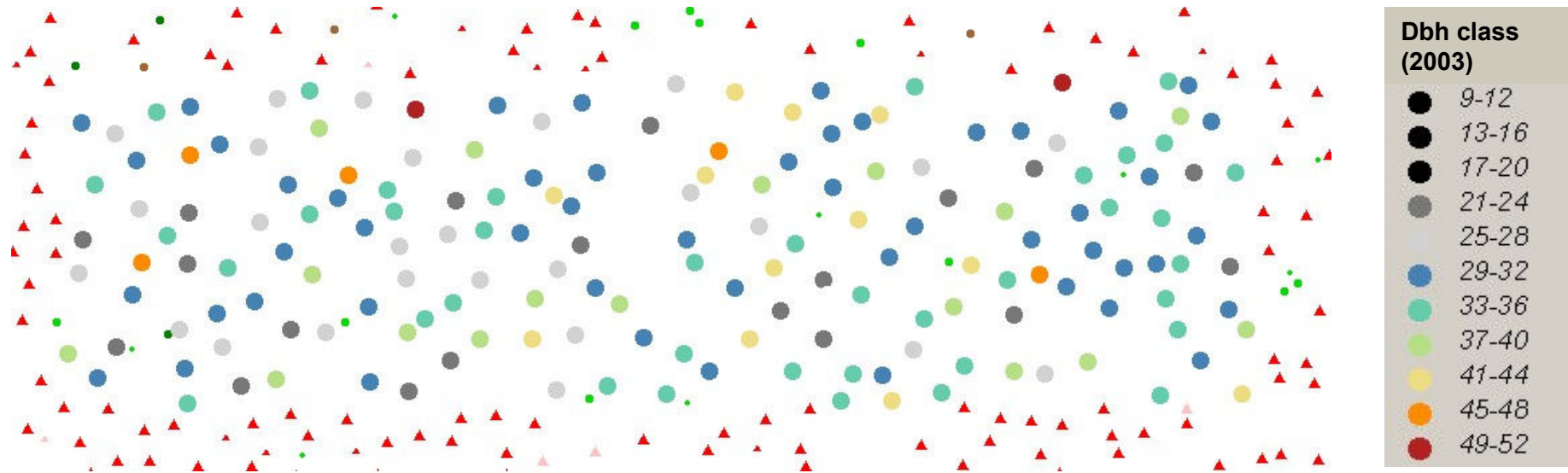
	Soil depth [cm]				
	20	40	60	80	100
	5	6	15	8	11
	1.22	1.31	1.4	1.47	1.52
	51	48	46	42	41
	55	61	70	48	46
	silty clay	clay	clay	silty clay	silty clay
	19.8	19.8	24.2	26.1	24.5



Durchforstungsszenarien (NDF = Niederdurchforstung, ADF = Ausleasedurchforstung)

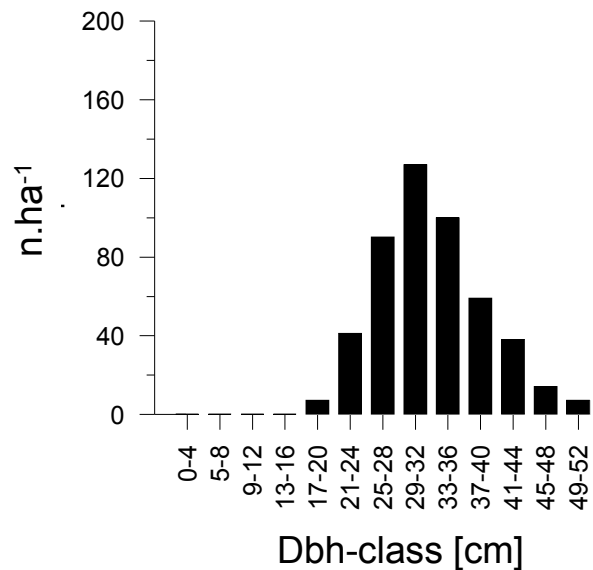
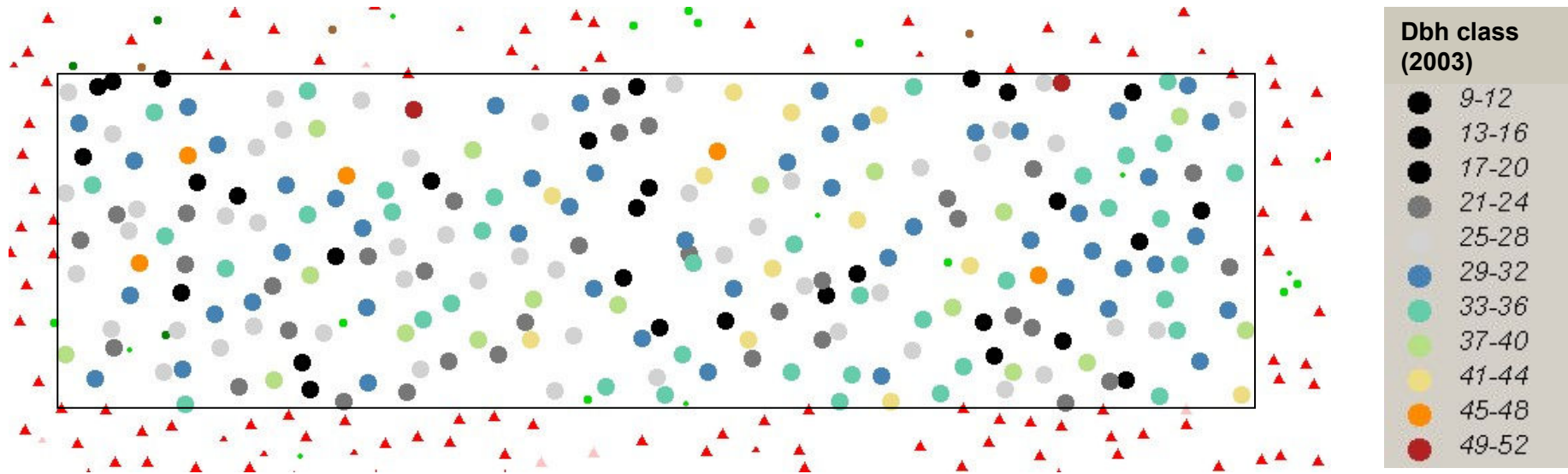


Durchforstungsszenarien (NDF = Niederdurchforstung, ADF = Ausleasedurchforstung)



		NDF
<i>Harvesting</i>	Stems	234
	n [%]	28.7
	BA [m ²]	8.7
	BA [%]	15
	V [m ³]	95.1
	V [%]	13.4

Durchforstungsszenarien (NDF = Niederdurchforstung, ADF = Ausleasedurchforstung)



	<i>NDF</i>	<i>ADF</i>	
<i>Harvesting</i>			
<i>Stems</i>	234	334	
<i>n [%]</i>	28.7	40.9	
<i>BA [m²]</i>	8.7	16.9	
<i>BA [%]</i>	15	29	
<i>V [m³]</i>	95.1	195.7	
<i>V [%]</i>	13.4	27.5	
<i>original</i>	<i>after NDF</i>	<i>after ADF</i>	
<i>Stems</i>	816	582	482
<i>BA [m²]</i>	58.1	49.4	41.2
<i>V [m³]</i>	710	615	515

Reduktion des LAI

Direktmessung des LAI (3P-sampling, Kopp, 2000):

$LAI_{\text{spruce}} : 7.1 \text{ [m}^2/\text{m}^2\text{]}$ (share of spruce 85 %)

Hochrechnung auf 100 % Fichte 100% → **LAI = 8.1**

Allometrische Funktionen (Katzensteiner, 1998):

$Xylemfläche_{\text{Brusthöhe}} \text{ [cm}^2\text{]} = 5.51 * \text{Kreisfläche}_{\text{Brusthöhe}}^{0.648}$

$\text{Nadelmasse [kg]} = 8.766 + 0.05378 * Xylemfläche_{\text{Brusthöhe}} \text{ [cm}^2\text{]}$

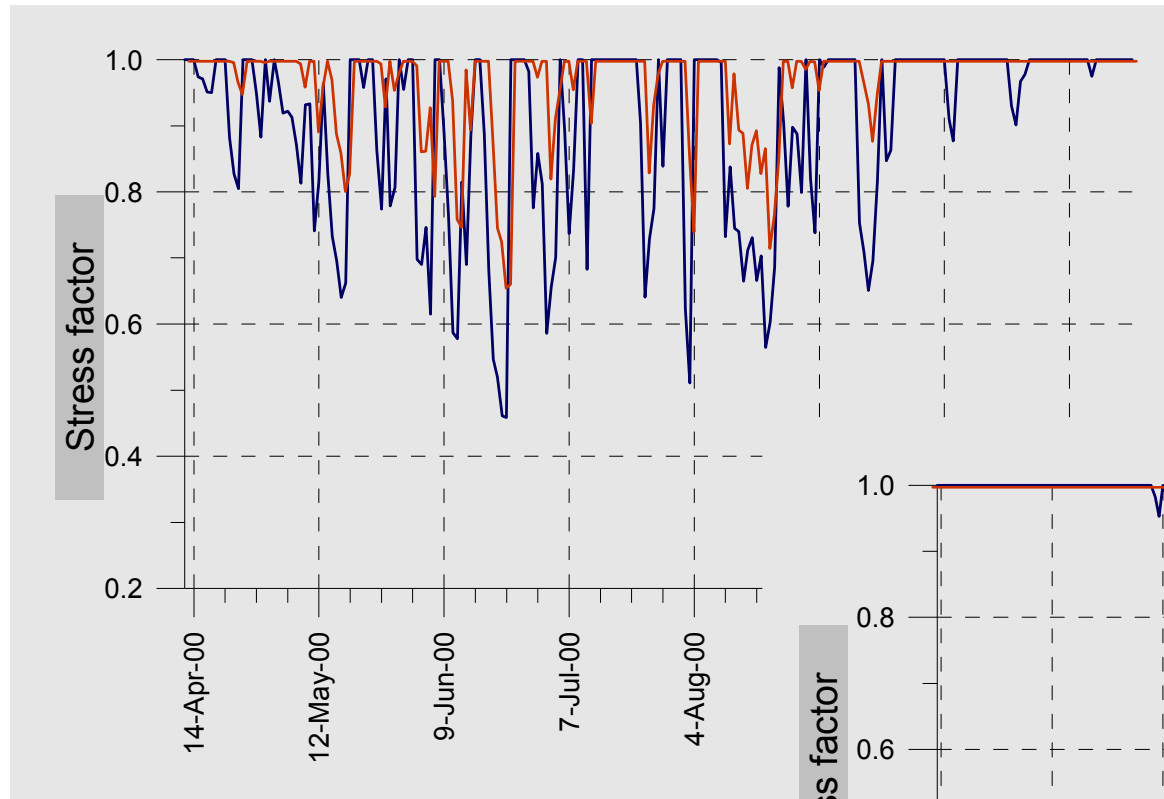
$LAI_{\text{proj}} = 3.4 \text{ m}^2 \text{ per kg Nadel trockenmasse}$

→ **$LAI_{\text{UDF}} = 8.1$** undurchforstet

$LAI_{\text{NDF}} = 6.3$ Reduktion um 22% (BA -15 %)

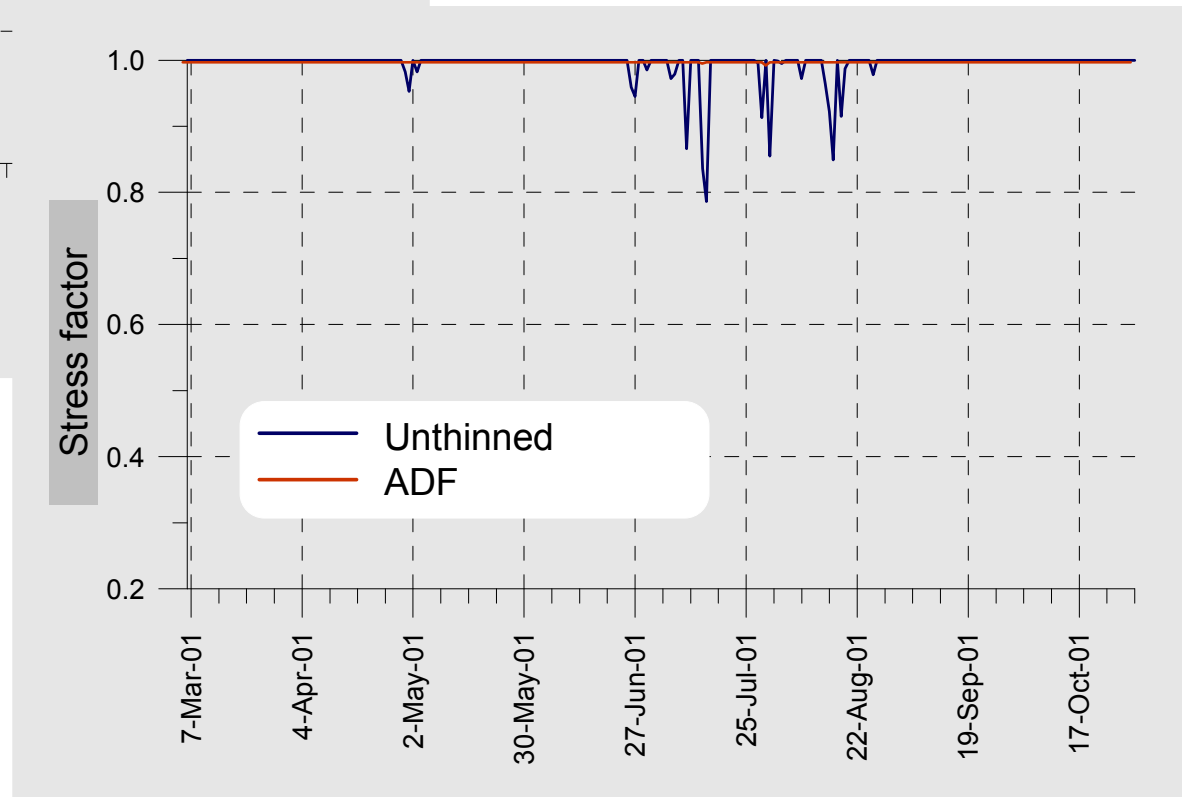
$LAI_{\text{ADF}} = 5.2$ Reduktion um 35% (BA – 29 %)

Wasserstress (aktuelle/mögliche ET)

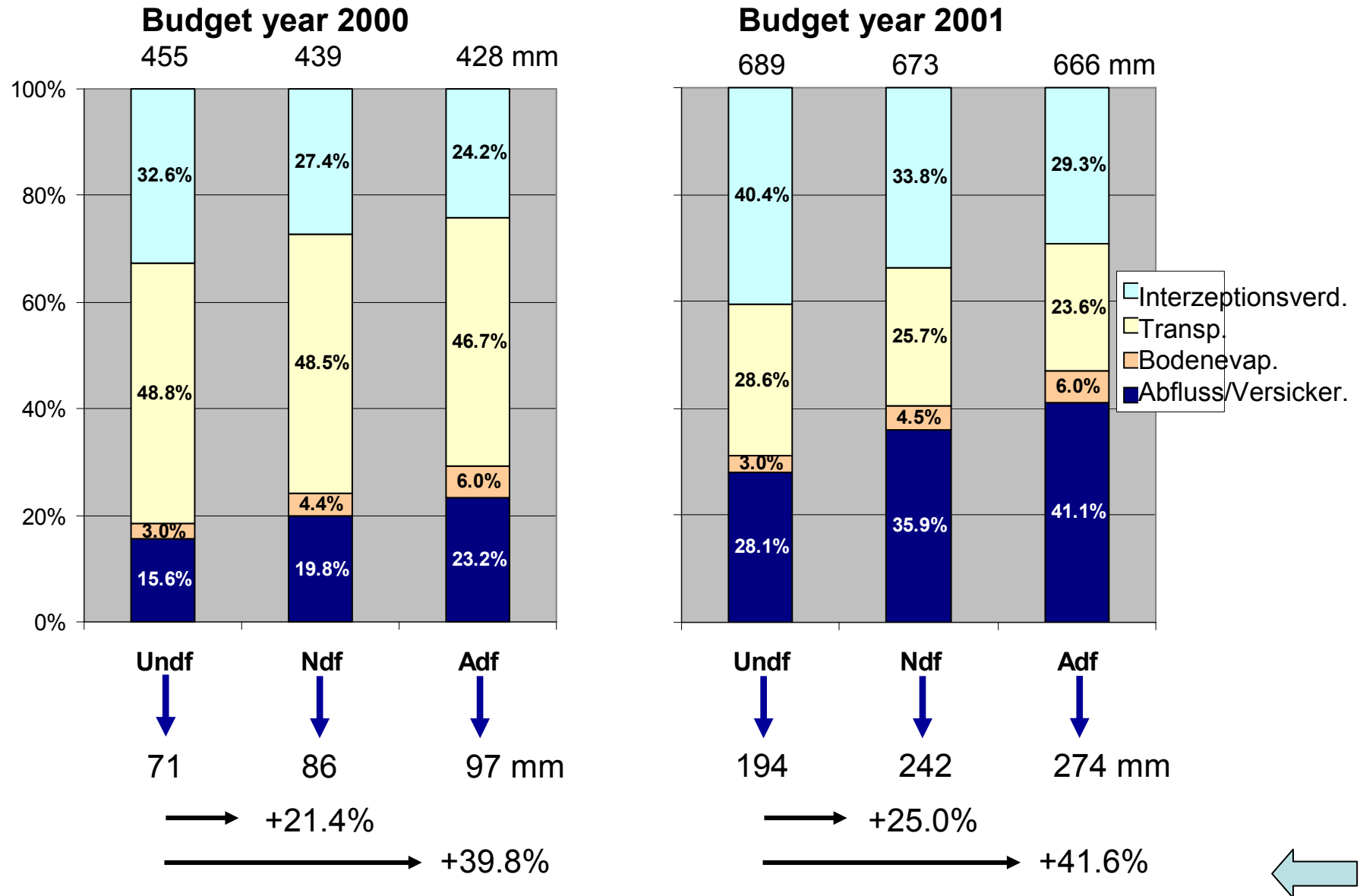


Year 2001:
ET_{pot}: 585 mm
P₀: 680 mm
in 239 days

Year 2000:
ET_{pot}: 634 mm
P₀: 378 mm
in 212 days



Wasserbilanz (incl. seepage)



Fallstudie: Forstbetrieb in Ostösterreich
Risikoevaluierung für Trockenstres

Verfügbare Daten:

Hintergrundinformation (Klima, Geologie, DGM, Forstkarten)

Permanente Stichprobeninventur (Bestand/Baumdaten)

Standortsaufnahme: auf Rasterpunkten der Stichproben-
inventur + Transekte (Catena – Prinzip)
(Geologie, Topographie, Boden, Vegetation)

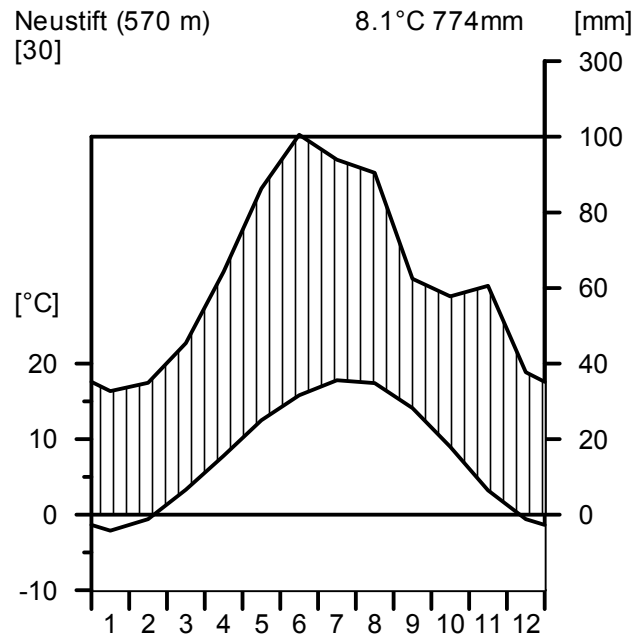
Klassifikation der Standortmerkmale → Standortstypen

Flächige Standortskartierung

Höhenzonierung (+- 100 m depending on pot. radiation)

- **Collin** (foothill zone) < 350 m: Eichen/Hainbuchenwald
- **Submontan** 350 – 600 m: Eichen/Buchenwald
- **Tiefmontane** 600 – 800 m: Optimum Buche, Tanne, Kiefer (Fichte)

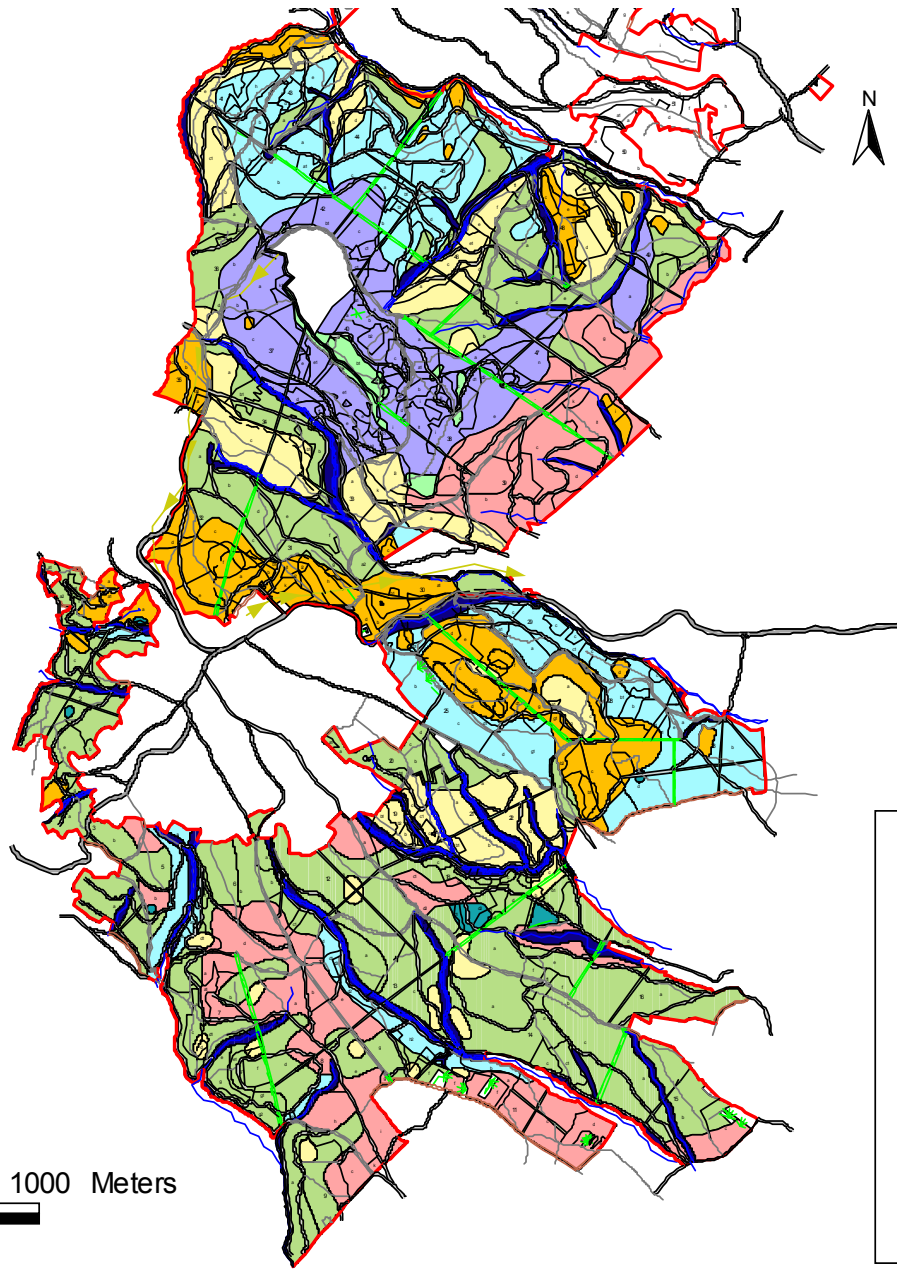
Klimadiagramm:












Illyrian climate province

Warm, balanced distribution of precipitation, summer maximum; winter snow cover < 30 days

Problem: Grenze zum kontinentalen Raum, fallweise Sommertrockenheit!



Bodenfeuchte/Nährstoffklassen

- | | |
|---|--|
|  | <i>Slightly dry, poor</i> |
|  | <i>Moderately fresh, poor</i> |
|  | <i>Moderately fresh, medium</i> |
|  | <i>Moderately fresh, rich</i> |
|  | <i>Fresh, medium to rich</i> |
|  | <i>Moist, poor, waterlogging</i> |
|  | <i>Moist, rich, waterlogging</i> |
|  | <i>Wet, medium</i> |
|  | <i>Very moist, rich alluvial sites</i> |

Errechnung von Wasserbilanzen mit dem Brook-Modell (Federer, 1995)

Input: Tageswerte Globalstrahlung, t_{\min} , t_{\max} , VP, v_{wind} , Niederschlag

Parametrisierung: 

Bodenparameter abgeleitet aus der Standortkartierung und
Pedotransferfunktionen 

Eigenschaften der Baumarten

(Kronenleitfähigkeit, LAI, Interzeption) andere Projekte &
Literaturdaten 

Output: Glieder der Wasserbilanz

Bodenmatrixpotential

Stressfactor = $\text{actuelle Transpiration} / \text{Potentielle transpiration}$

Scenarien: 4 Höhenzonen
3 Strahlungsregimes (Sonnhang, intermed.,
Schatthang)
7 Standortstypen
3 Baumarten
3-5 LAI Klassen pro Art

~ 1000 Läufe



Regionalisierung einer 25 jährigen Zeitreihe von Klimadaten auf Tagesbasis (includiert extreme Trockenjahre)

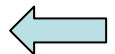
Tmin

Tmax

Dampfdruck

Globalstrahlung

Niederschlag



Bodeeigenschaften:

Messungen, Schätzungen: Horizonte, Skelettgehalt, Textur, Struktur auf Inventurpunkten → ‚representative‘ Bodenprofile für die Standortstypen

Pedotransfer funktionen für Modellparameter:

Bodenstruktur (Gelände), Textur (Fingerprobe), Humusgehalt (über Munsell Farbe geschätzt)

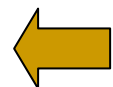


Porosität
Wassergehalt bei Feldkapazität
Gesätt. Hydraul. Leitfähigkeit
Neigung der $\Psi - \Theta$ Beziehung

Funktionen aus ‚Arbeitskreis Standortkartierung‘ 1996
Federer A. 1995

Pachepsky Ya. And Rawls W.J. 2004: Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology. Development in Soil Science 30, Elsevier, 512 p.

Quickflow Parameter: Erfahrung aus anderen Untersuchungen



Standortsspezifische Wachstumsmodelle

Wachstum = f (Standort)

- Höhe dominanter Bäume
- Bestandesdichte
- quadrat. Mittel BHD

= f (Alter, Topographie, Standortstyp,
Localklima, pot. Wasserstress)



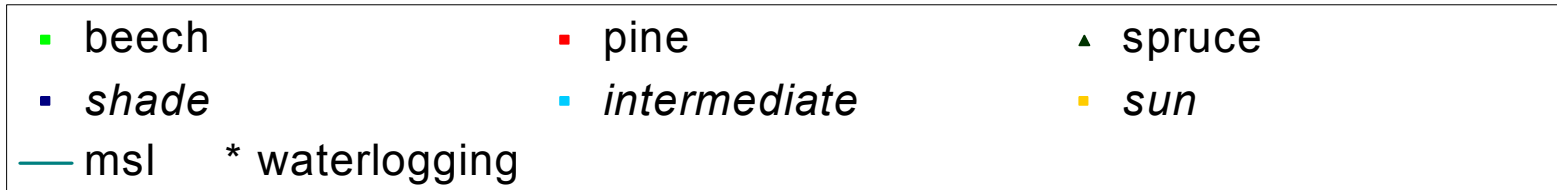
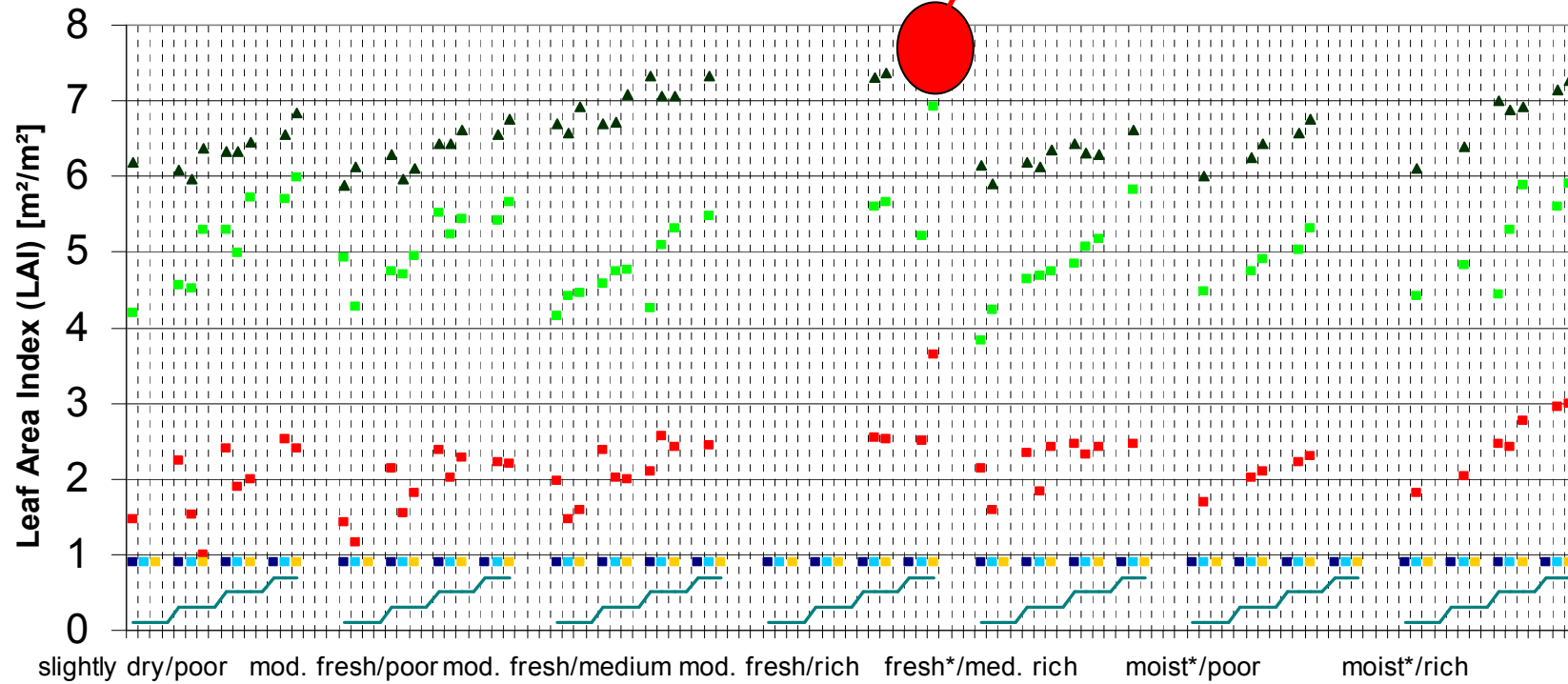
Nadel- und Blattmassen: allometrische Funktionen über BHD-Verteilung

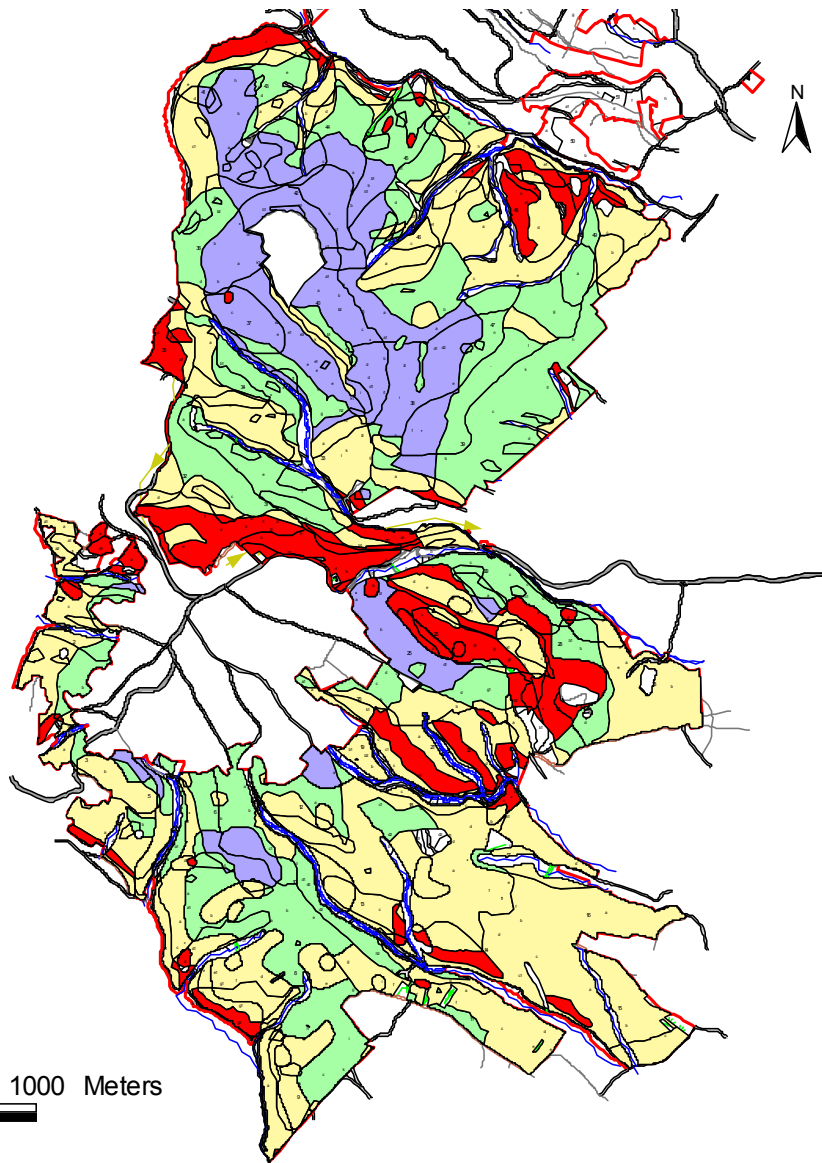
Eckmüllner, O. 2006: Allometric relations to estimate needle and branch mass of Norway spruce and Scots pine in Austria.. Austrian Journal of Forest Science, 123, 1/2, 7-16.

Spezifische Blattfläche: Literatur

**Pure spruce stand, 17 ha
desiccation in 1992**

LAI: age 70 years and density 1000 trees/ha





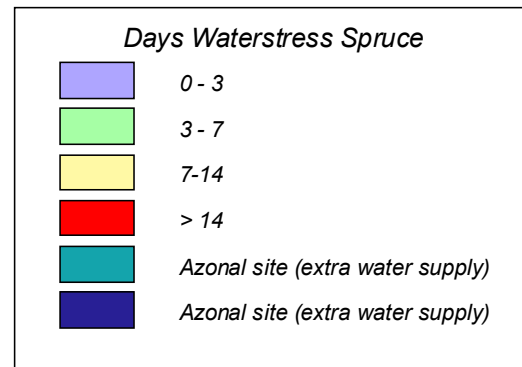
BEispiel:

Max. Dauer von Stressperioden
(25 yrs Mittel)

Fichte LAI 6

$$stress_f = \frac{transpiration_{actual}}{transpiration_{potential}}$$

Stressday = stress < 0.2



0 500 1000 Meters

Errechnung der ‚LAI-Tragfähigkeit‘

LAI-carrying capacity = LAI wo die durchschnittliche
Dauer von Stressperioden < 7 TAge

Regel

WENN

LAI_{pot} (aus Modell)

>

LAI-Tragfähigkeit

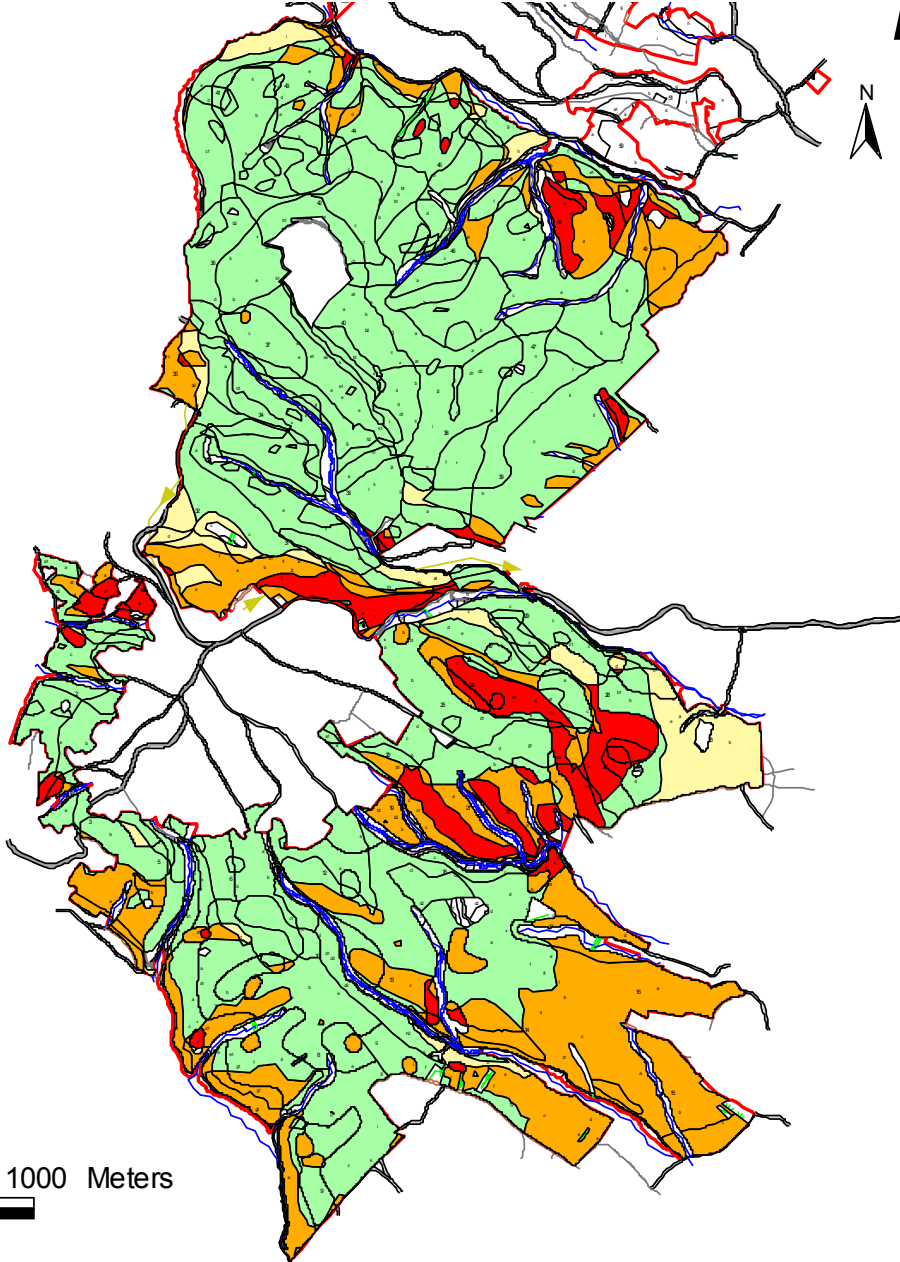
DANN

durchforste





ODER

Wähle eine andere BAumart

Example: Critical zones for spruce



*Reduction factor
to reach carrying capacity*

	0.67 - 0.75
	0.75 - 0.9
	0.9 - 0.99
	0.98 - 1

0 500 1000 Meters

Example: Critical zones for beech

