

BERÄKNING AV VINDKLIMATET I SVERIGE MED 0,25 KM² UPPLÖSNING MED HJÄLP AV MIUU-MODELLEN

Hans Bergström & Stefan Söderberg
UPPSALA 2012-03-18
hans.bergstrom@weathertech.se

Inledning

Användandet av avancerade s.k. mesoskale-modeller för att beräkna vindpotentialen har ökat under senare år. Speciellt i komplex terräng är behovet ofta uppenbart av mer avancerade modeller än vad som tidigare ofta använts. Men även till havs har observationer i Östersjöområdet visat en högre grad av komplexitet och inhomogenitet än vad som tidigare förväntats avseende vindarna till havs.

Beräkningar med en högre ordningens mesoskale-modell, MIUU-modellen utvecklad vid Meteorologiska Institutionen, Uppsala universitet, visar att en sådan modelltyp kan återge den observerade komplexiteten och inhomogeniteten i vindfälten, både till havs och i fjällterräng. En högre ordningens modell är emellertid krävande att köra vad det gäller datortid, varför det är av vikt att begränsa antalet modellkörningar så mycket som möjligt då en sådan modell används för vindklimatberäkningar.

En metod för att beräkna den klimatologiska medelvinden med användande av MIUU-modellen har utvecklats vid Uppsala universitet. Metoden reducerar det totala antalet modellkörningar som behövs. Ett begränsat antal klimatologiskt relevanta simuleringar görs för olika vind- och temperaturförhållanden. För att beräkna vindklimatet görs sedan en sammanvägning av resultaten baserad på klimatologisk statistik över den geostrofiska vinden, d.v.s. den horisontella lufttrycksgradienten. Metoden medger en kartering av vindklimatet med en horisontell upplösning på 0.5-10 km. För att kunna utnyttja metoden krävs information om geostrofisk vind (styrka och riktning), havs- och marktemperaturer, topografi, ytråhet och markanvändning. Inga observationer av vindar i gränsskiktet behövs för en vindkartering annat än för verifiering av resultaten. Jämförelser mellan modellberäkningar och observationer visar på god överensstämmelse.

MIUU-modellen

MIUU-modellen är en tredimensionell hydrostatisk mesoskale-modell, som har utvecklats vid Meteorologiska institutionen vid Uppsala universitet (Enger, 1990). Modellen har prognostiska ekvationer för vind, temperatur, luftfuktighet och turbulent kinetisk energi. Turbulensen är parameteriserad med ett "level 2.5" schema enligt Mellor och Yamada (1974). Metoden beskrivs i detalj i Andrén (1990). MIUU-modellen har ett terränginfluerat koordinatsystem (Pielke, 1984), som i stort följer terrängen nära markytan och som gradvis övergår till ett horisontellt koordinatsystem vid modelltoppen. För att begränsa inflytandet från modellens yttre begränsningar, är det modellerade området betydligt större än det området som är av intresse. Det medger också att man kan ta hänsyn till inflytanden från t.ex. bergsområden och havsområden eller stora sjöar utanför det undersökta området, som ändå kan ha betydelse för vindarna i området som är av intresse. För att begränsa antalet beräkningspunkter i horisontell led, ökas ofta avstånden mellan beräkningspunkterna teleskopiskt mot modellränderna, men den högsta upplösningen endast inom det område som är av intresse. I vertikal led är avstånden mellan de nedre nivåerna logaritmiska, medan de övre nivåerna är linjärt fördelade. Den nedersta beräkningspunkten ligger på höjden z_0 , där z_0 är den s.k. skrovlighetslängden (ytråheten, även benämnd råhetslängden eller "skrovligheten"), och modelltoppen ligger typiskt på 10000 m höjd. Vanligen har modellen åtta beräkningsnivåer upp till 100 m höjd.

Vid modellens nedre rand måste skrovlighet och jordytans höjd över havet ges för varje beräkningspunkt. Information om topografi hämtas från Lantmäteriets databas med 50 m upplösning. Markanvändningen har hämtats från Corine-databasen med 250 m upplösning (<http://dataservice.eea.europa.eu/>). Skrovligheten över land är klassindeldad med utgångspunkt från markanvändning. Även temperaturen måste ges eller beräknas vid modellens nedre rand. Över land beräknas denna med hjälp av en energibalansrutin vilken som indata utnyttjar solinstrålningen och landanvändningen samt klimatologiska observationer gjorda vid väderstationer i området. Över vatten utnyttjas observerade månadsmedelvärden av ytvattentemperaturen (The 4 km AVHRR Pathfinder version 5.0 SST, <http://www.nodc.noaa.gov/sog/pathfinder4km/userguide.html>).

MIUU-modellen har tidigare använts i många undersökningar i olika landskapstyper, och resultaten har visat god överensstämmelse med observationer. I Källstrand et al. (2000) studerades vindarna till havs över Östersjön. Modellen har även använts i studier av vindar och gränsskiktets turbulenta struktur längs USA:s västkust (Söderberg och Tjernström 2001; Söderberg och Tjernström 2002; Brooks et al. 2003). Modellerings av vindar i bergsterräng har genomförts bl.a. runt Mohavesjön i Coloradofloden dalgång (Enger et al., 1993; Koracin och Enger, 1994). Vindklimatologiska undersökningar har gjorts för ett fjällområde i norra Sverige (Bergström och Källstrand, 2000 och 2001). I Bergström (1996) och i Sandström (1997) har MIUU-modellen använts för att beräkna vindklimatet över Östersjön. Bergström (2002) ger en allmän beskrivning av metodiken att beräkna vindklimatet med hjälp av en högre ordningens modell som MIUU-modellen, och i Bergström (2003) presenteras resultat från tester av det beräknade vindklimatets sensitivitet för valet och omfånget av modellkörningar som används för den klimatologiska sammanvägningen.

Modellområde

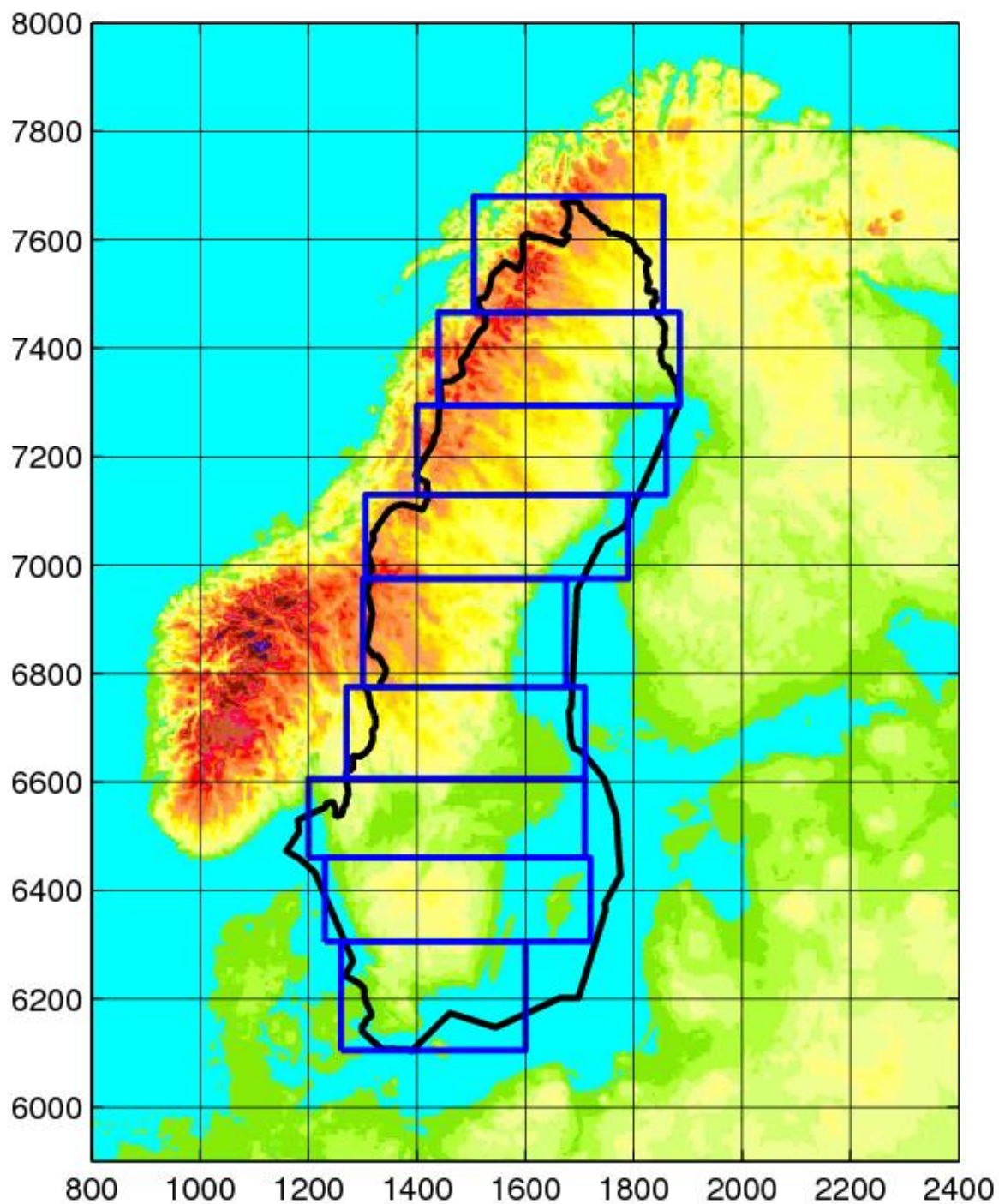
När vindklimatet i ett område ska modelleras är det viktigt att inte enbart inkludera lokala influenser av t.ex. terrängen. Det lokala vindklimatet påverkas också i varierande grad av förhållanden på stora avstånd från det område som är av primärt intresse. T.ex. påverkar närvaron av den Skandinaviska fjällkedjan och Östersjön/Bottenhavet vindklimatet i stora delar av Sverige. För att ta hänsyn till sådana externa effekter på vindklimatet har resultat med en horisontell upplösning på 5 km utnyttjats.

Eftersom 5 km horisontell upplösning är alltför grov för att tillfredställande lösa upp vindfältet i terrängen, har för den nationella vindkarteringen separata modellkörningar gjorts med en horisontell upplösning på 500 m x 500 m. För att i dessa körningar med högre upplösning över ett mindre område också inkludera effekter av topografi och land/havskillnader på en större skala, har modellkörningarna med den högre upplösningen 'vävts' (*engelska 'nested'*) in i resultaten från 5 km körningarna, d.v.s. värdena på ränderna i den högupplösta modelldomänen hämtas från resultaten av modellkörningarna med 5 km upplösning.

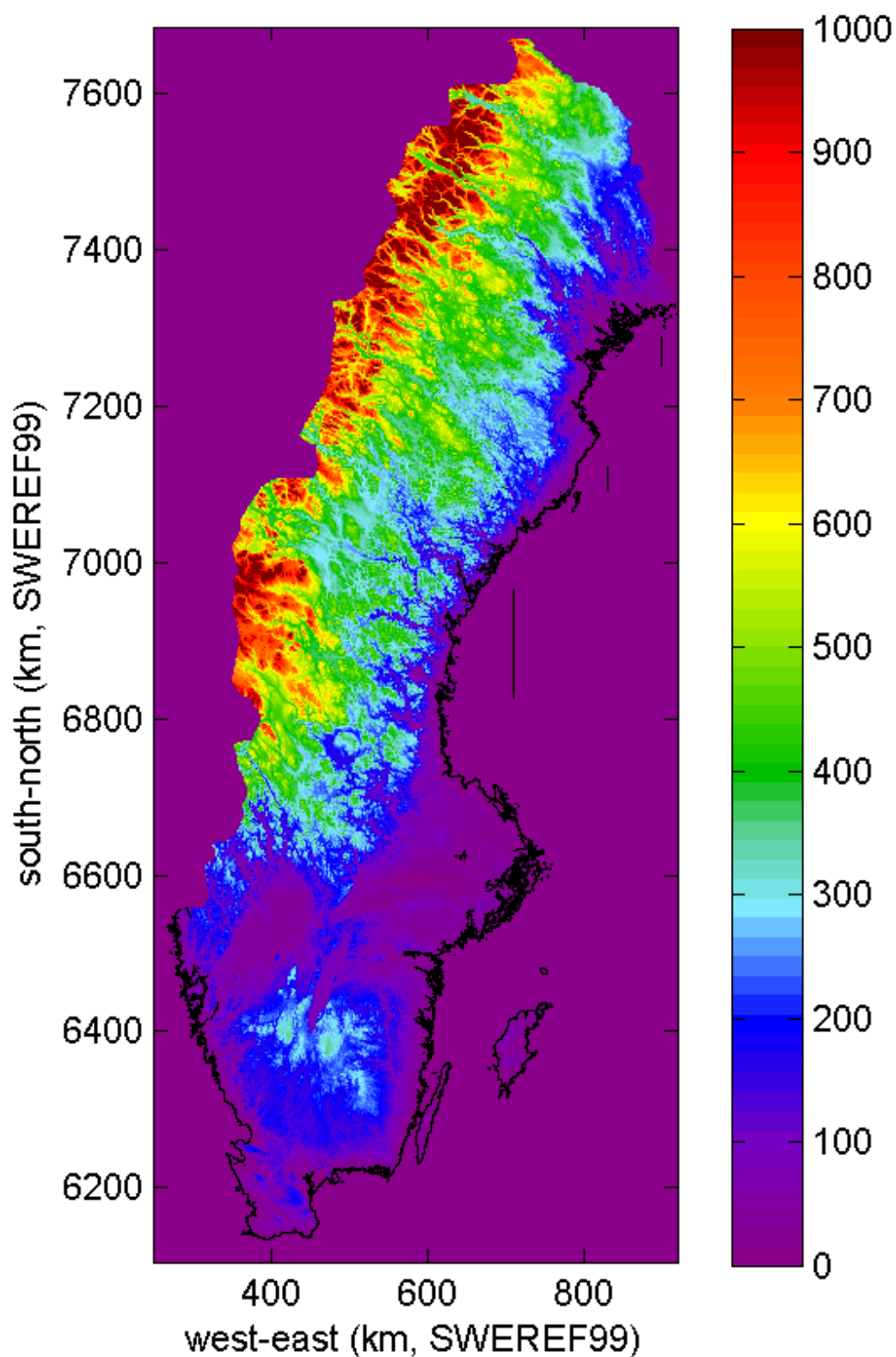
Av datortekniska skäl var det inte möjligt att göra beräkningarna över hela Sverige i en enda datorkörning, utan landet delades upp i 9 delområden, se Figur 1. I varje delområde var området med 0.25 km² upplösning omgivet av ett 20 km brett randområde om 16 beräkningspunkter med expanderande gridavstånd för att minimera oönskat inflytande på resultaten från modellränderna. Avståndet mellan de yttersta beräkningspunkterna var 2.3 km.

Figur 2 visar en karta över det med 500 m upplösning modellerade området med dess topografi såsom den 'ses' av modellen. Figur 3 visar de skrovlighetslängder som använts vid modellberäkningarna.

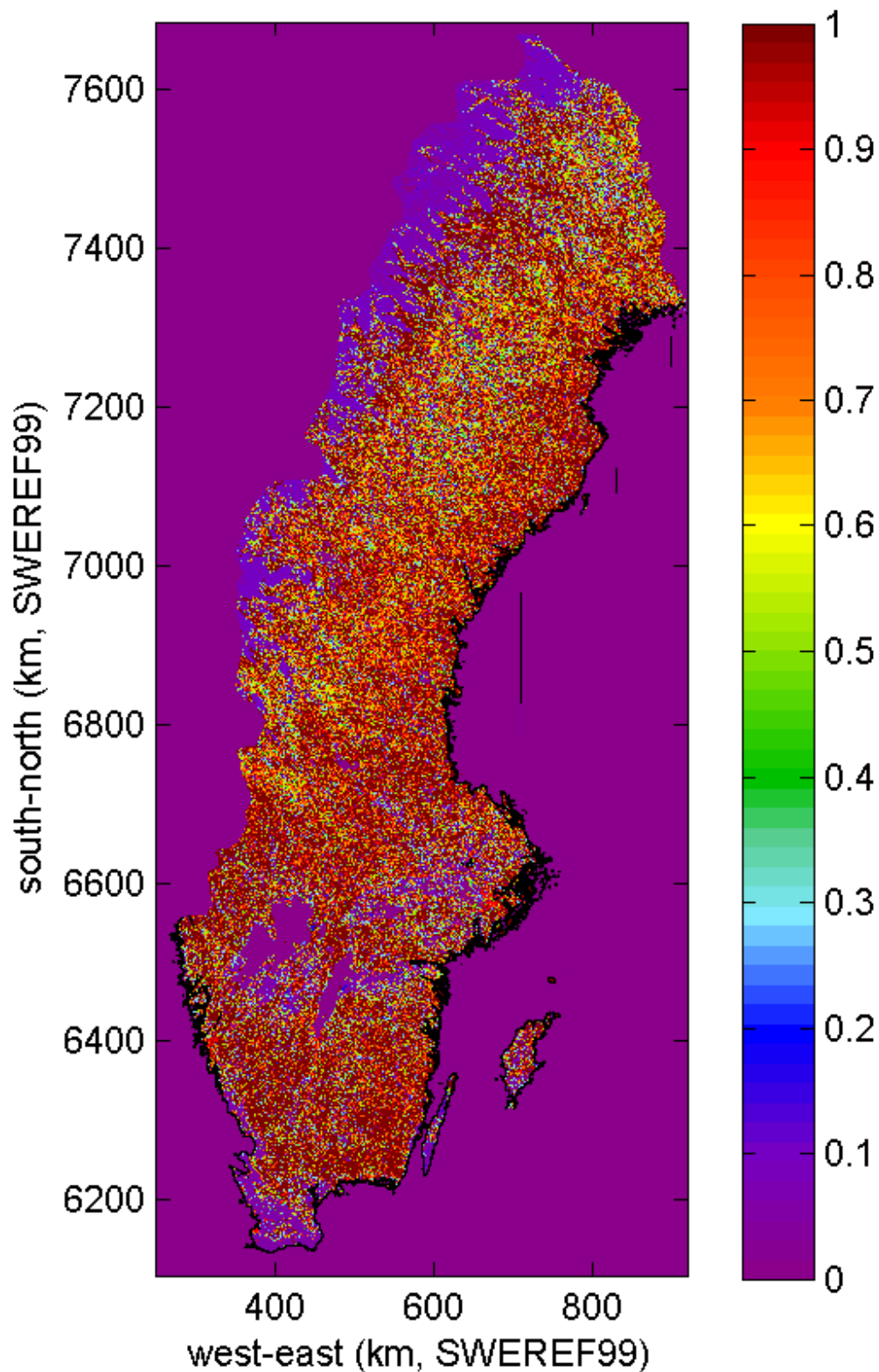
Vertikalt har modellberäkningarna gjorts med 29 beräkningsnivåer. Den lägsta nivån ligger på höjden z_0 , där z_0 är den s.k. skrovlighetslängden. Avstånden mellan de nedre nivåerna är logaritmiskt fördelade, medan de övre nivåerna är linjärt fördelade. Modelltoppen ligger typiskt på 10000 m höjd där den vertikala upplösningen är 760 m. Beräkningarna har gjorts med 8 beräkningsnivåer upp till 100 m höjd.



Figur 1: Karta som visar de 9 delområden som modellen körs över.



Figur 2: Topografin den 'ses' av modellen med 500 m upplösning. Färgskalan ger höjden i m över havet.



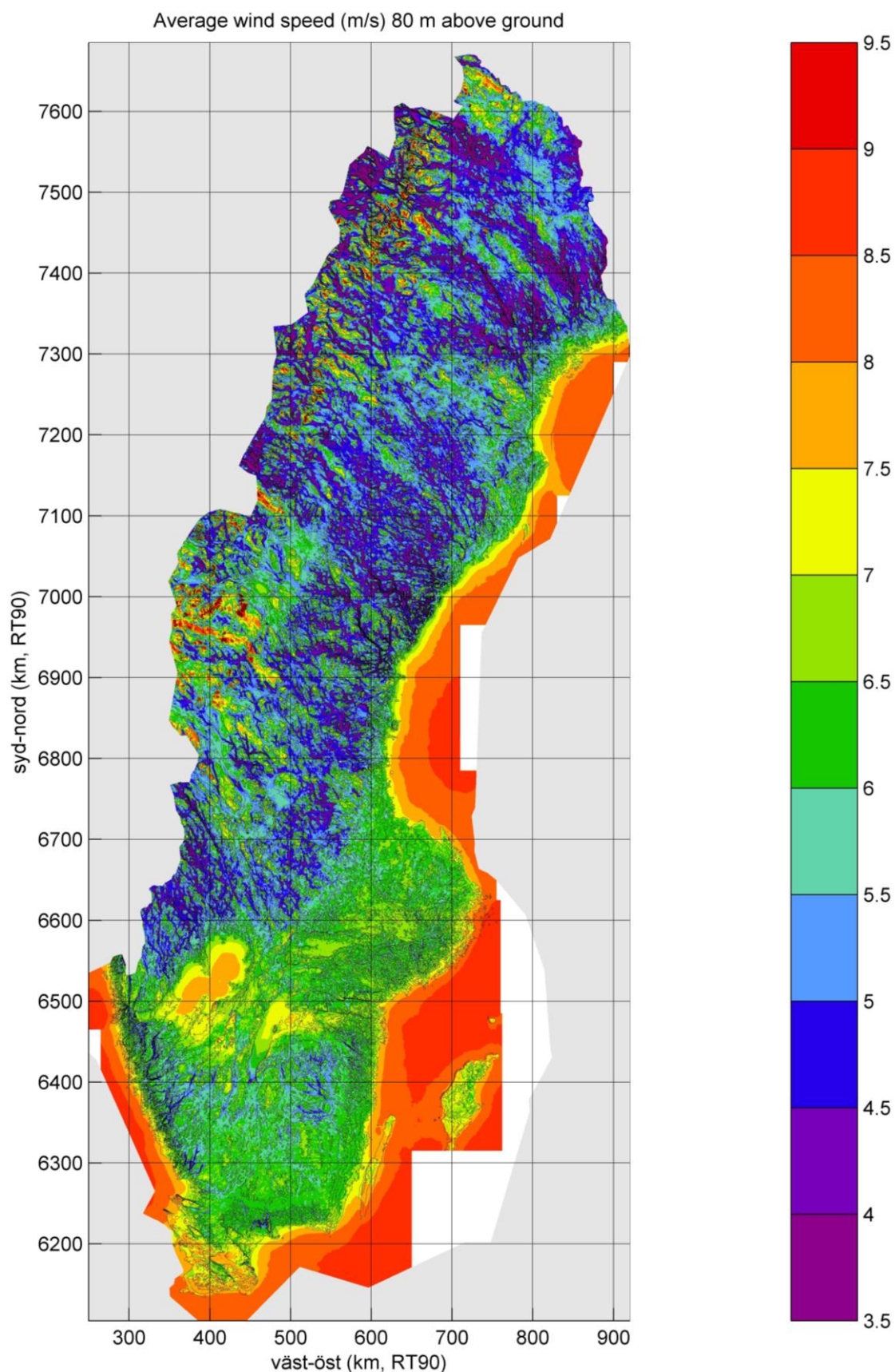
Figur 3: Skrovlighetslängden z_0 (m) som använts i modellen med 500 m upplösning.

Medelvindklimat

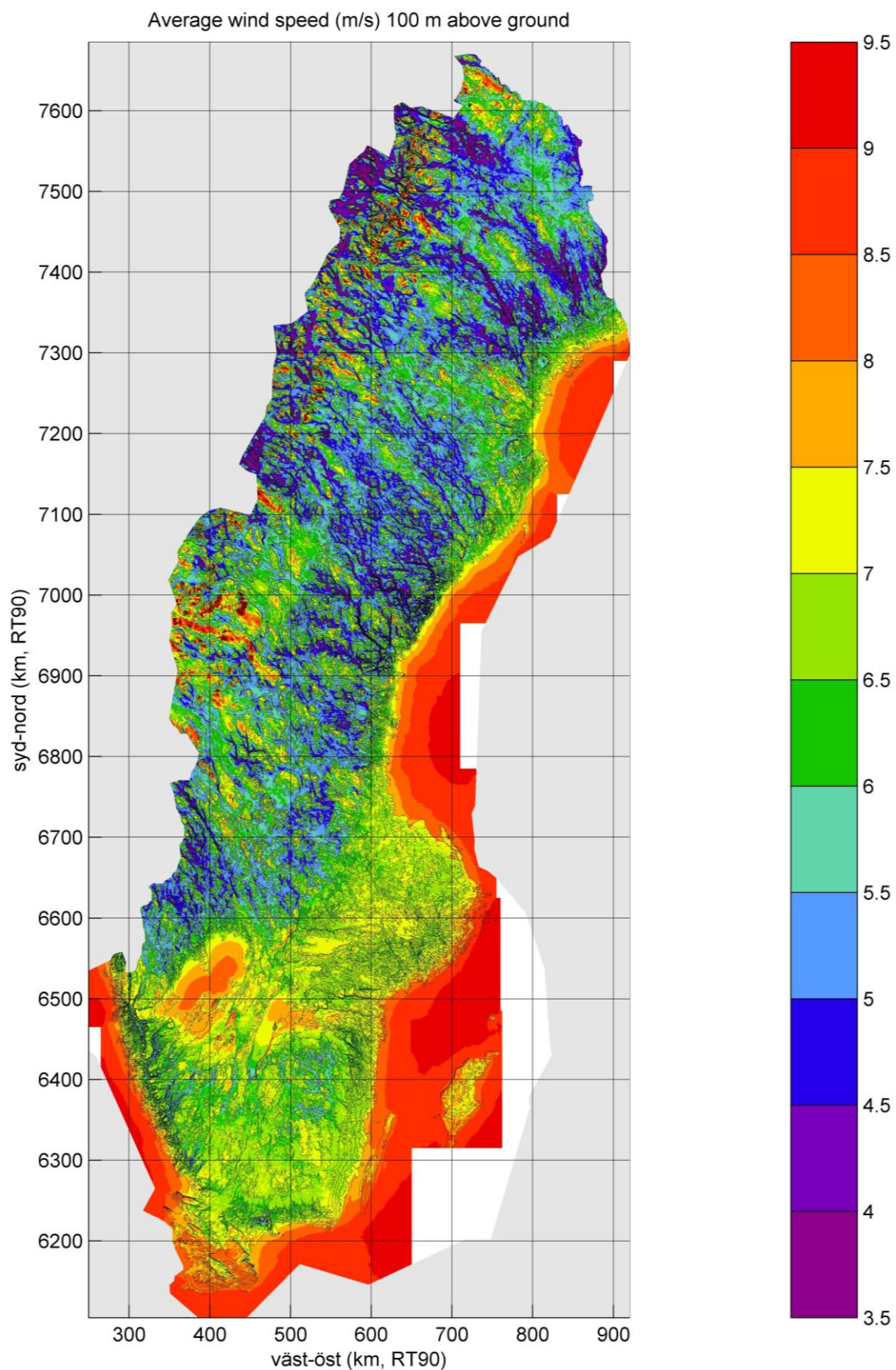
För att kunna beräkna vindklimatet har totalt 192 modellkörningar gjorts, vilka ska representera de för klimatet mest betydelsefulla meteorologiska förhållandena. Modellkörningar har därför gjorts för de fyra årstiderna (representerade av förhållandena i januari, april, juli och oktober), 3 styrkor samt 16 riktningar hos den geostrofiska vinden (den horisontella lufttrycksgradienten). Samtliga modellkörningar har efter en initialisering på 6 modellerade timmar låtit löpa över en 24 timmars dygns cykel. Med utnyttjande om statistik över geostrofiska vindens fördelning till styrka och riktning, och dess variation över året, viktas resultaten från de 192 modellkörningarna samman till ett vindklimatologiskt resultat för varje beräkningspunkt och varje modellnivå av intresse. Underlaget för bestämningen av de statistiska egenskaperna hos den geostrofiska vinden har utgjorts av höjden till 850 hPa ytan som hämtats från NCEP/NCAR återanalysdata (Kalnay et al. 1996).

Den modellberäknade årsmedelvinden på 80 m, 100 m och 110 m höjd ovan mark visas i Figur 4, Figur 5 och Figur 6. Det bör noteras att dess resultat erhållits med hjälp av schablonkorrektioner avseende nollplansförskjutningen. Modellens beräkningar avser höjd ovan nollplan och vegetationsdatabsen har utnyttjats för att beräkna vindarna på önskad höjd ovan mark. Typiskt är nollplansförskjutningen ca $\frac{3}{4}$ av vegetationens höjd. För fallet med en skog som består av 20 m höga träd, kommer således de beräknade nollplansförskjutningen att vara 15 m. Detta värde har i schablonkorrektionen använts för skogar och tätorter, varefter nollplansförskjutningen succesivt minskats till 0 m för åkermark eller motsvarande vad det gäller vegetationshöjd.

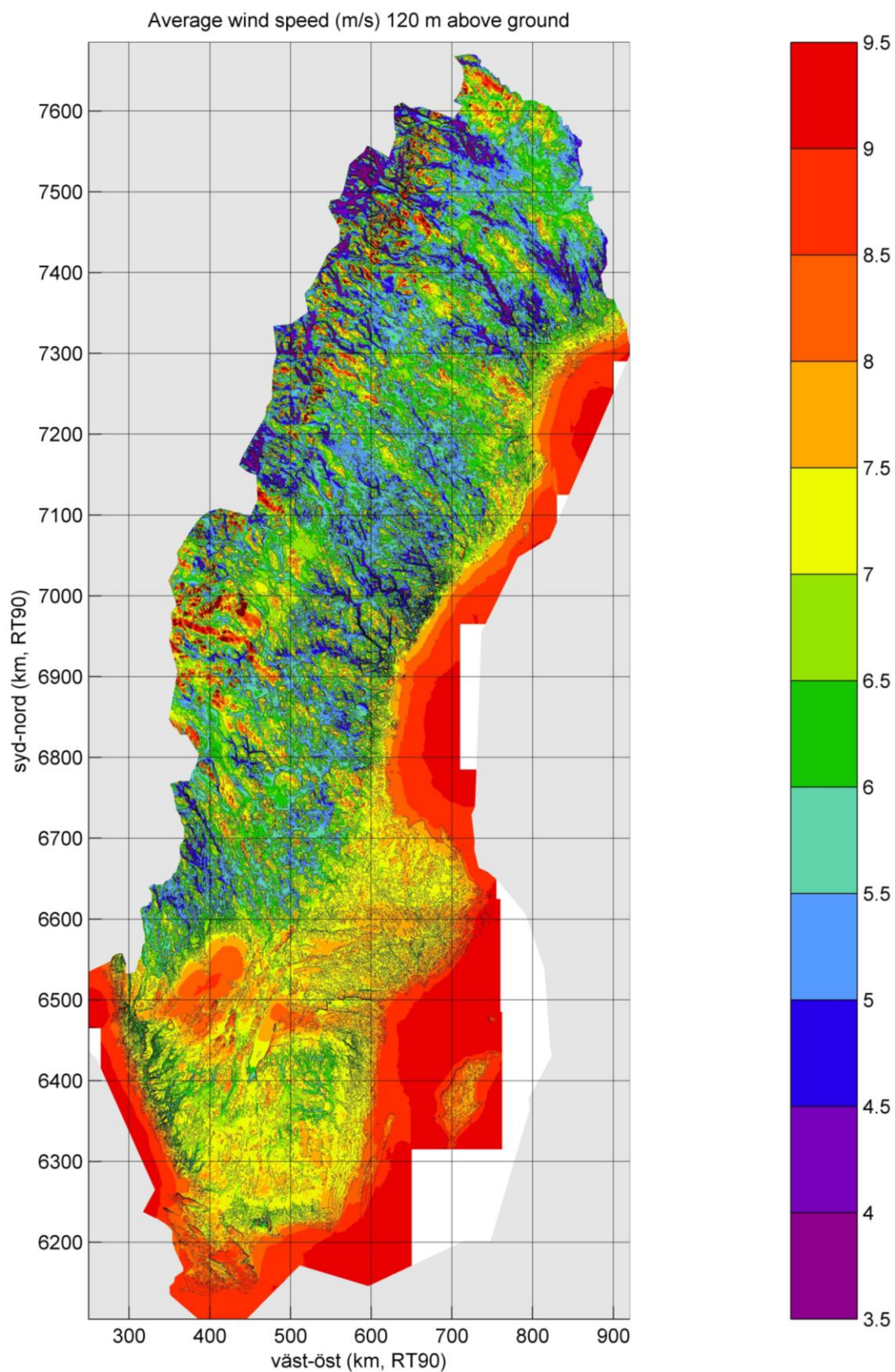
Det är viktigt att komma ihåg att den horisontella upplösningen i modellberäkningarna är 500 m. Med denna upplösning löses de dominerande dragen hos topografin i området i stort sett upp i modellberäkningarna, men variationerna i terrängen på mindre skalor, som även de kan påverka vindarna lokalt, "ser" inte modellen med den använda upplösningen.



Figur 4: Modellberäknad årsmedelvindhastighet på 80 m höjd ovan mark.



Figur 5: Modellberäknad årsmedelvindhastighet på 100 m höjd ovan mark.



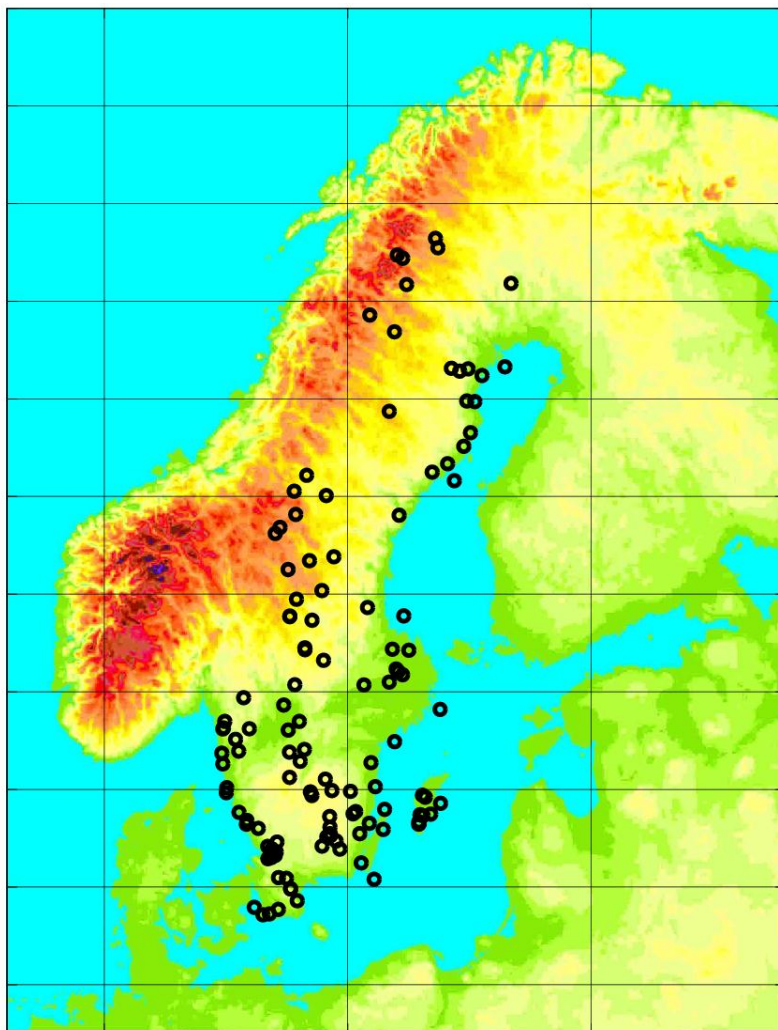
Figur 6: Modellberäknad årsmedelvindhastighet på 120 m höjd ovan mark.

Jämförelser med observationer

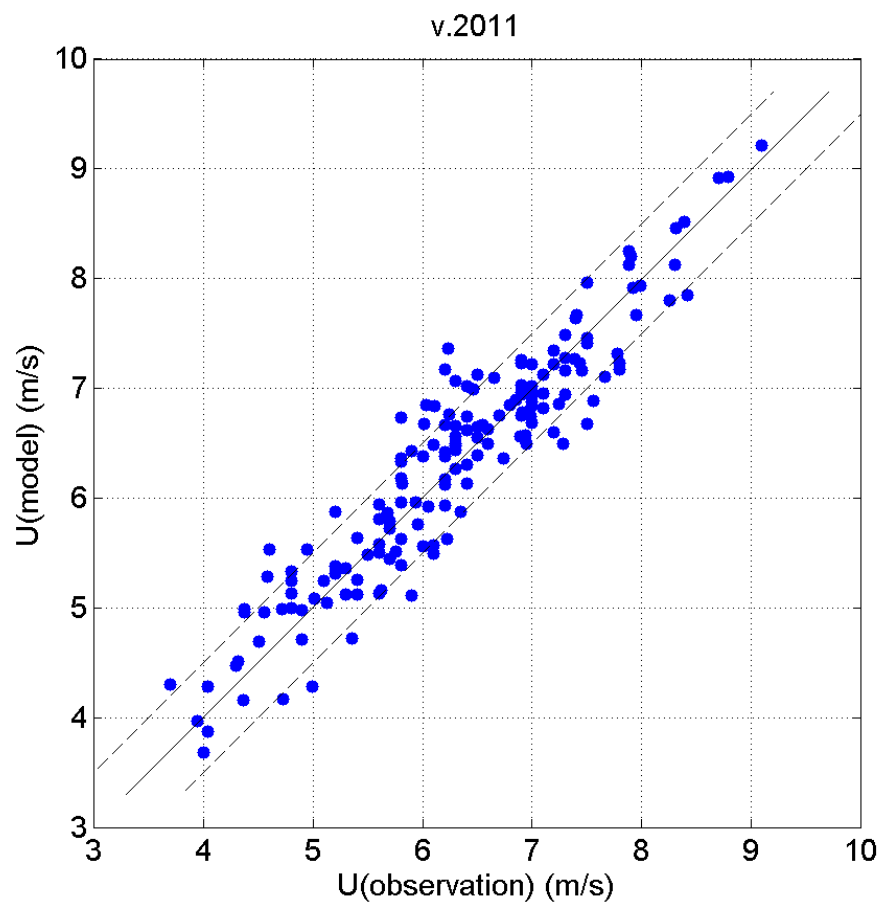
De beräknade årsmedelvindarna har jämförts med vindmätningar i höga master på 122 platser över hela landet, se Figur 7. Mäthöjderna varierar mellan 20 m och 145 m med flest mätningar i intervallet 40 m till 100 m.

I Figur 8 åskådliggörs sambandet mellan modellberäknad och observerad årsmedelvindhastighet. Medeldifferensen mellan observerad och modellberäknad vind ligger på -0,04 m/s, d.v.s. ingen signifikant systematisk skillnad finns mellan de två. Korrelationen är god med en korrelationskoefficient på 0.90. För 70 % av jämförelserna ligger differensen inom ± 0.4 m/s, se Figur 9. Medelkvoten mellan observerad och modellerad årsmedelvind ligger på 1.00 och för 40 % av data är avvikelserna inom ± 3 % (0.97–1.03), 70 % ligger inom ± 6 % och 85 % av jämförelserna ligger inom ± 9 %, se Figur 10. Värt att notera är att dessa skillnader mellan modell och observationer inte enbart beror på osäkerheter i modellberäkningarna utan också kan hänföras till de osäkerheter som finns i de långtidskorrekktioner som måste göras innan observationerna kan jämföras med modellresultaten. Osäkerheterna i en långtidskorrekktion kan bedömas till ca ± 0.3 - 0.4 m/s med 95 % konfidens för de flesta mätningarna som jämförelserna gjorts med (se Nilsson och Bergström, 2009).

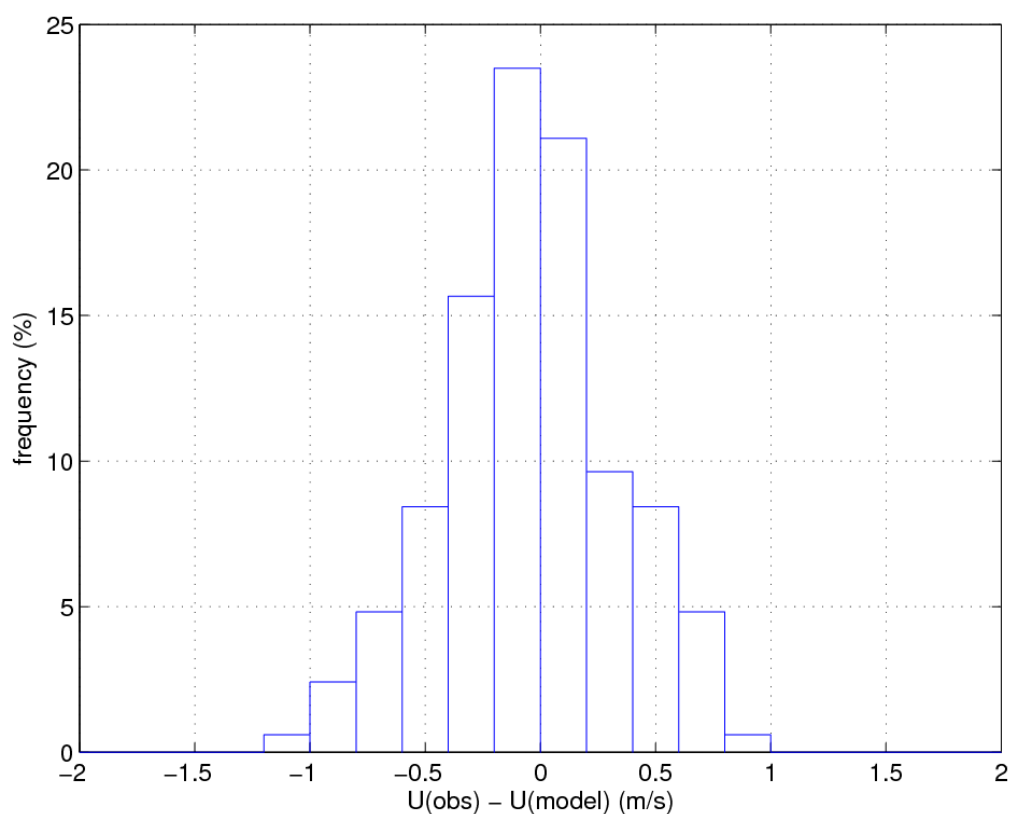
I Figur 11 visas på en karfta differenserna mellan modellberäknad och observerad årsmedelvindhastighet. Olika symboler har använts för att klassindela differensen. Resultatet visar inte på några tydliga regionala skillnader. Värt att notera är dock att på platser med en topografisk variabilitet som inte löses upp av modellberäkningarna med 0.25 km^2 upplösning Underskattar modellen medelvinden (markerade med blå stjärnor i Figur 11).



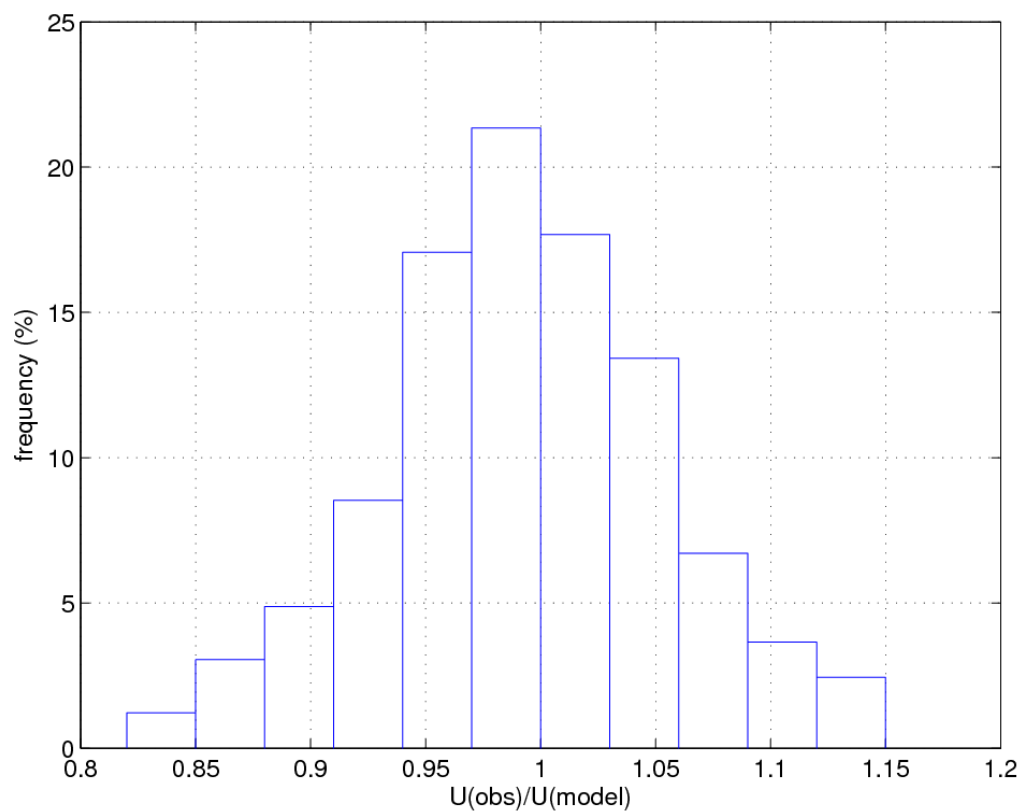
Figur 7: Karta som visar läget av de 122 platserna för vilka modellresultaten jämförts ned vindmätningar.



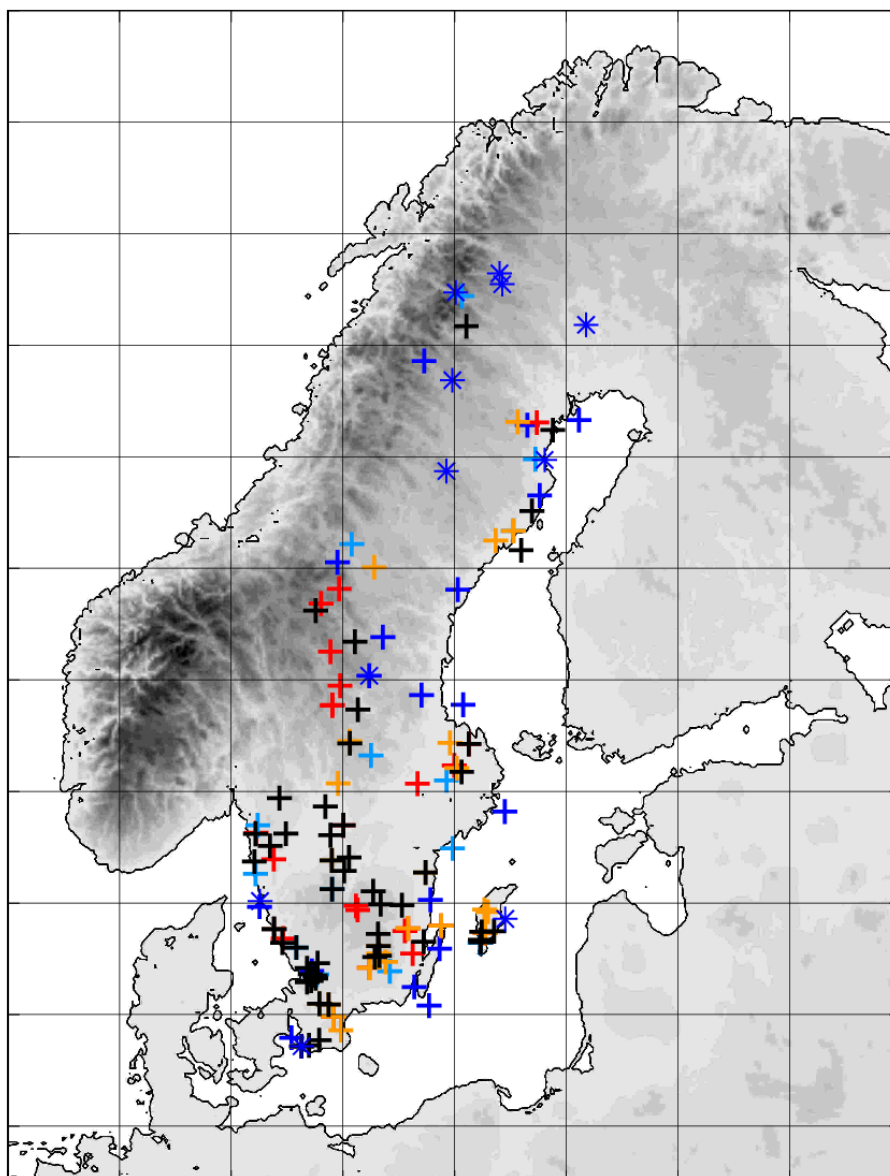
Figur 8: Modellberäknad årsmedelvindhastighet som funktion av uppmätt och normalårskorrigerad årsmedelvindhastighet.



Figur 9: Fördelningen av differensen mellan observerad och modellberäknad årsmedelvind vid 122 mätplatser.



Figur 10: Fördelningen av kvoten mellan observerad och modellberäknad årsmedelvind vid 122 mätplatser.



Figur 11: Karta som visar den geografiska fördelningen av skillnaden mellan observerad och modellerad årsmedelvind. **+**: Skillnaden inom ± 0.2 m/s. **+**: Modellen ger 0.2-0.4 m/s lägre medelvind. **+** Modellen ger mer än 0.4 m/s lägre medelvind. **+**: Modellen ger 0.2-0.4 m/s högre medelvind. **+**: Modellen ger mer än 0.4 m/s högre medelvind. *****: Platser med småskalig topografi som inte lossas upp med modellens upplösning.

Referenser

- Andrén, A., 1990: Evaluation of a turbulence closure scheme suitable for air pollution applications. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 224-239.
- Bergström, H., 2004: Higher-order closure meso-scale modelling for wind resource estimates in Sweden. Proceedings from EWEC2004, London, November 2004.
- Bergström, H. and Lindholm, M., 2003: Higher-order closure meso-scale modelling for wind climate estimates. Proceedings WWEC2003, Cape Town, South Africa, 23-26 November 2003.
- Bergström, H., 2002: Boundary-layer modelling for wind climate estimates. *Wind Engineering*, vol. **25**, No. 5, 289-299.
- Bergström, H., 1996: A climatological study of boundary layer wind speed using a meso- γ -scale higher-order closure model. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1291-1306.
- Bergström H. and Källstrand K., 2000: Measuring and modelling the wind climate in a mountain valley in northern Sweden. Proceedings, Boreas V, 29 Nov.-1 Dec. 2000, Levi, Finland.
- Bergström, H. and Källstrand, B., 2001: Estimating Wind Potential in a Complex Terrain Arctic Mountain Valley. Proceedings EWEC'1001, Copenhagen 3rd - 7th July 2001.
- Brooks I. M., Söderberg S. and Tjernström M., 2003: The Turbulence Structure of the Stable Atmospheric Boundary Layer Around a Coastal Headland: Aircraft Observations and Modelling Results.
- Enger L., 1990: Simulation of dispersion in a moderately complex terrain. Part A. The fluid dynamic model. *Atmos Environ.*, **24A**, 2431-2446.
- Enger L., Koracin, D. and Yang, X., 1993: 'A Numerical Study of the Boundary-layer Dynamics in a Mount Valley. Part 1: Model Validation and Sensitivity Experiments', *Boundary-Layer Meteorol.*, **66**, 357-394.
- Kalnay, E. et al.: 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.
- Koracin, D. and Enger, L., 1994: A Numerical Study of the Boundary-layer Dynamics in a Mount Valley. Part 2: Observed and Simulated Characteristics of Atmospheric Stability and Local Flows, *Boundary-layer Meteorol.*, **69**, 249-283.
- Mellor, G. L., and Yamada, T., 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Nilsson, E. och Bergström, H., 2009: Från mätt vind till vindklimat – normalårskorrigerig. Elforsk Rapport 09:03, 27 sidor.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modelling*. Academic Press, 612 pp.
- Sandström, S., 1997: Simulations of the Climatological Wind Field in the Baltic Sea Area using a Mesoscale Higher-Order Closure Model, *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1541-1552.
- Söderberg, S., and Tjernström M., 2001: Supercritical Channel Flow in the Coastal Atmospheric Boundary Layer: Idealized Numerical Simulations, *J. Geophys. Res.*, **106**, 17811-17829.
- Söderberg, S., and Tjernström M., 2002: Diurnal Cycle of Supercritical Along-Coast Flows, *J. Atmos Sci.*, **59**, 2615-2624.