

4. Estimarea incertitudinii in calculele legate de folosirea unor scari (rezolutii) diferite in modele regionale si AGCM

Modelele de aerosoli au fost semnificativ imbunatatite de la SAR (IPCC 2007). Deoarece, observatiile de la scara globala nu sunt disponibile pentru multe din proprietatile aerosolilor, modelele sunt esentiale pentru interpolarea si extrapolarea datelor disponibile la scara globala. Desi acestea au un grad ridicat de incertitudine asociata cu utilizarea acestora, modelele sunt prezente doar ca mijloace prin care se studiaza trecutul sau viitorul distributiilor si proprietatilor aerosolului.

Introducere

Fortajul "indirect" al aerosolilor implica componenta de interactiue a acestora cu nebulozitatea. O parte din aspectele modelarii numerice ale acestei intractiuni a fost prezentata in etapa precedenta. Scopul final fiind utilizarea modelarii numerice pentru studiului efectelor asupra proceselor atmosferice si a climatului, este necsara etapa evaluarii si optimizarii modului in care aceste procese de interactiue sunt reprezentate de model. Evaluarea celor doua componente: meteorologia si poluarea aerului se realizeaza prin compararea cu masuratori 2D (date de observatii la statiile Synop, statiile de monitorizarea a calitatii aerului, masuratori mobile), date 3D (date de analiza numerica, satelitare, radar, Sodar pentru partea meteorologica si date Lidar, DUAS, etc. pentru validarea evolutiei componetiei atmosferice).

In aceasta etapa de evaluare s-a analizat aici modul in care modelele atmosferice reprezinta procesele de formare a norilor si precipitatilor, limitari si metode de optimizare.

4.1.Reprezentarea formarii norilor in modele numerice (Regcm3)

-a) scheme de parametrizare fizica si caracteristici de baza:

Schema de baza de radiatie:

Schema Kiehl et al. 1996.

Componenta solară (efect in O₃, H₂O, CO₂, O₂) - satisfac aproximativat delta Eddington, cu 18 benzi spectrale intre: 0.2-5 microm.

Schema de nori si interacciune cu radiatia:

Slingo, 1989

Absorbtia/imprastierea in nor - parametrizarea Slingo, 1989

Proprietatile optice ale picaturilor din nor (grosimea optica, albedo 1D, asimetria) sunt exprimate in functie de continutul de apa (clwc), si de raza efectiva a picaturilor (R).

Fractia de acoperire noroasa totala (de la baza norului la topul norilor (calc. prin suprapunere aleatoare) = f(dx), cu dx=rezolutia orizontala a modelului.

Continutul de apa pentru norii josi/mijlocii nu se integreaza pe grosimea nivelului.

Schema de parametrizare a conveciei

i) Schema Grell (currentii ascendentii/descendentii sunt conditionati de energia statica umeda

maxima/minima; se parametrizeaza amestecul cu mediul la limita superioara si

inferioara a norului; activarea convectiei are loc atunci cand parcela atinge nivelul de convectie umeda). Aceasta schema are parametrizate, optional, doua tipuri de inchidere:

- Inchidere Arakawa-Schubert (fluxurile convective si precipitatiiile sunt functii de tendintele variabilelor de mediu extern norului);
- Inchidere Fritsch-Chappell (fluxurile convective si precipitatiiile sunt functie de instabilitatea mediului exterior norului).

ii) Schema Kuo-Anthes (activarea schemei sub conditia: $u.\text{grad}(q) > T + i$, unde T este un prag iar I este un indice de instabilitate convectiva a mediului exterior norului);
 iii) Schema Betts-Miller (contine reprezentarea curentilor ascendentii/descendentii; activarea schemei se face prin ajustarea tendintelor variabilelor in nor (temperatura, umezeala specifica) la valorile de scara mare quasi-echivalent observate (tendintele variabilelor de mediu racordate la valori climatologice) pentru convectia profunda si la o structura de amestec pentru convectia superficiala.)

b) performante, limitari .

Am considerat pentru aceste estimari anul 1990, a carui climatologie este prezentata in Fig.1 relativ la media climatologica multi-anuala (1960-1990) pentru acelasi domeniu de studiu, centrat pe Romania.

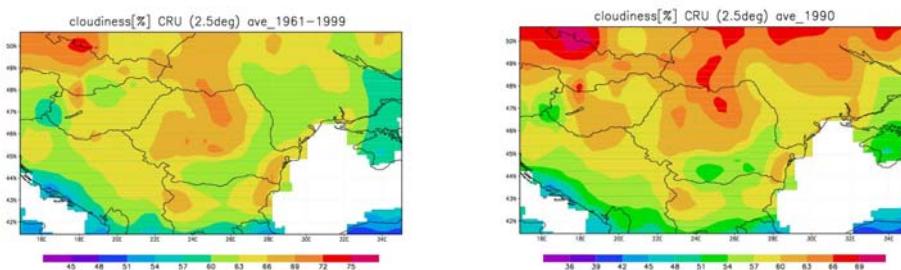


Fig.1 Nebulozitatea totala [%] observata (date CRU) – media multi-anuala (dreapta) si media anului 1990 (stanga).

Fractia de acoperire noroasa totala si prin urmare precipitatii sunt parametrizari dependente de rezolutia (indeosebi orizontala) a modelului (Fig.2). Astfel schemele de parametrizare contin explicit aceasta dependenta, de exp. in schema de convectie convergenta de umezeala este functie de scara (la modele spectrale) sau rezolutie (la modele in puncte de grila) si prin urmare de asemenei variabilitatea noroasa de sub-

grila: atat fractia de acoperire noroasa cat si continutul de apa in nor sunt functii de: umezeala relativa, umezeala relativa-limita: maxima, minima.

Formarea precipitatilor stratiforme este conditionata de atingerea unui "prag de auto-conversie" a apei din nor in apa precipitabila. Chiar si evaporarea precipitatilor devine functie de rezolutie intrucat:

$$P_{evap} = C_{evap}(1-RH)Ps^{**}(1/2),$$

unde Ps =precipitatii cumulate sub nor.

"Erorile" datorate rezolutiei pot ajunge in campul precipitatilor pana la 60% pentru un factor de raport de 5 (in exemplul de mai jos, Fig.2) acestea cresc cu aproximativ 20% pentru fiecare factor 2 al rezolutiei, in cazul precipitatilor cu o functie quasi-liniara de raportul rezolutiilor. Aceste valori pot insa fi de un ordin de marime inferior celor datorate

parametizarilor fizice in fapt (Fig.3 ilustreaza pentru doua modele diferite, integrate pe acelasi domeniu si interval de timp, cu aceeasi rezolutie, diferente intre 20% iarna si 50%

vara in campul simulat de nebulozitate.

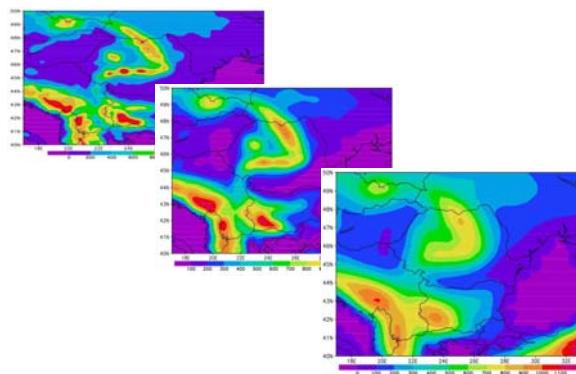


Fig.2. Impactul rezolutiei orizontale upra precipitatilor prognozate (anticipatie 10 zile, simulare numerica cu rezolutia $dx=50\text{km}$, 25km , 12.5km de jos in sus).

(

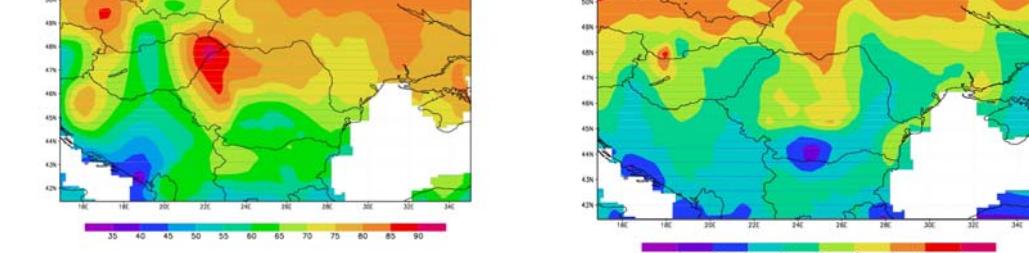
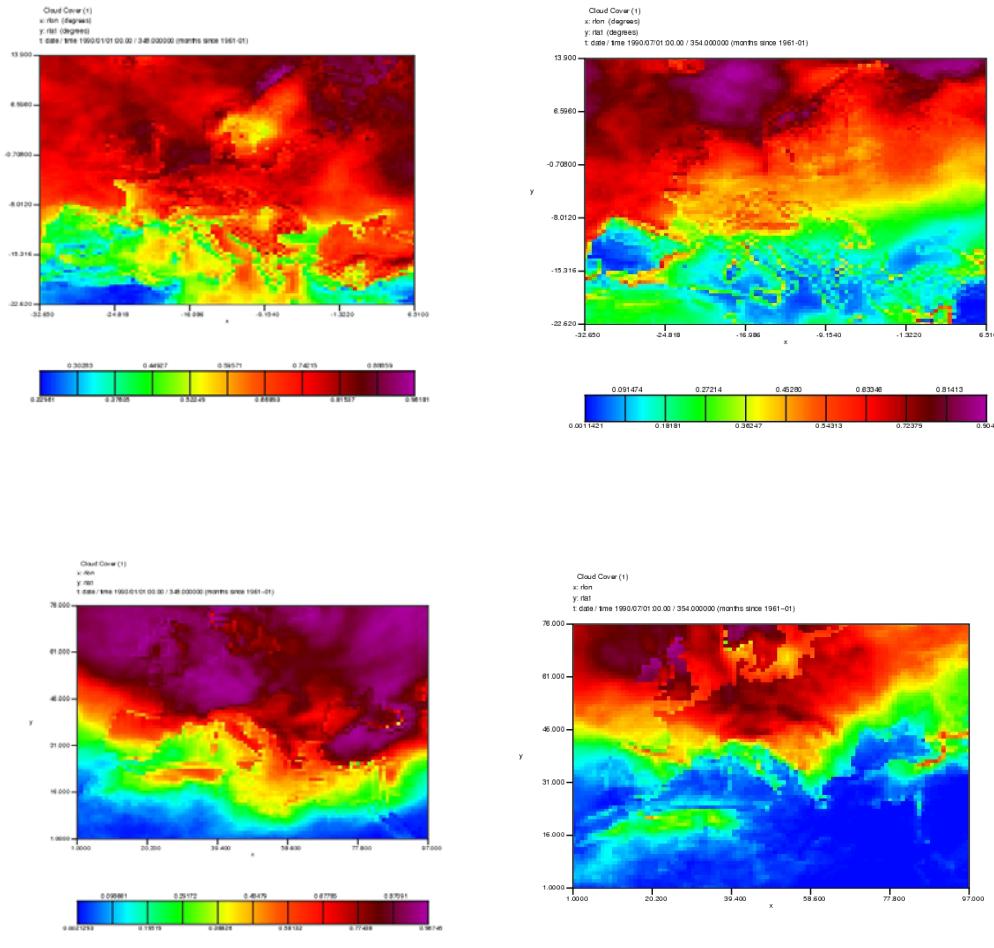


Fig.3 Impactul rezolutiei orizontale a suprafeței nebulozității simulate cu modelul DMI (sus), Regcm3 (mijloc) și datele de observație CRU toate la rezoluția de 50km, pentru: Ianuarie (stanga), Iulie (dreapta) 1990.

4.2. O schema regională îmbunătățită pe baza comparării cu datele măsurate (observații și date satelitare GIS)

O subestimare cu pana la 30% a campului nebulozității (Fig.4 este medierea nivelelor 2-

8, nebulozitatea joasa medie a domeniului e data de nivelul 3 ~ 950 mb - Fig6.d) induce erori de factor ~ 3 in campul precipitatilor.

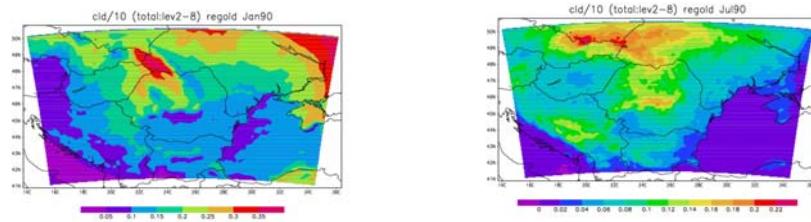
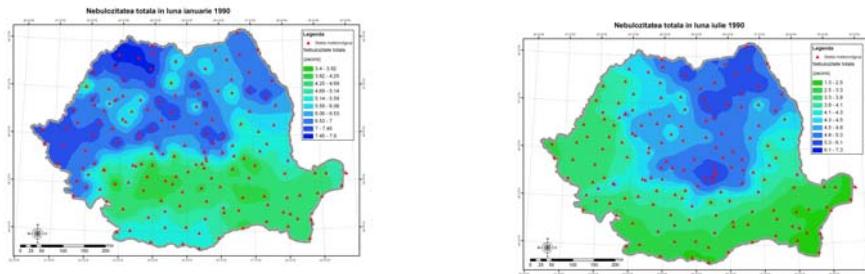


Fig.4a. Nebulozitate totala prognozata/2 (10km, sus – factorul 2 se datoreaza



metodei de “max overlapping”) pentru Ianuarie/Iulie 1990 (stanga/dreapta) si respectiv observata-GIS (jos)

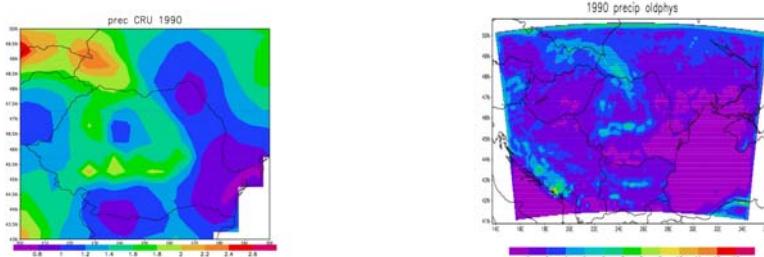


Fig.4b. Precipitatii [mm] (media 1990), prognozata (10km,dreapta si observate (stanga).

Necesitatea reprezentarii la scara fina deriva din aspectul calitativ superior al simularii (Fig.4 sus fata de Fig.3 mijloc). Astfel, se remarcă pentru Ianuarie: nebulozitatea maxima poziționată exclusiv intra-carpatic la rezoluția slabă, iar minimele din Sud ne-reprezentate la rezoluție slabă; pentru Iulie: minimele extreme (indicatori de secetă) din Sudul țării, cat și maximele intra-carpaticice (risc de inundații, alunecări de teren) nu pot fi reproducute la rezoluție slabă; la rezoluție fină sunt surprinse ascendențe topografice datorate circulațiilor locale (Banat). O atenție deosebită va trebui data reprezentării proceselor de interacție apă-uscătă la rezoluție fină (sunt prezente nebulozități cvasi-staționare costiere, ce nu apar în seria de observații disponibile la statile meteo).

Prin urmare alături de calibrări ale proceselor de sub-grila deja înluse (dependentele

functionale mai sus mentionate in procesele radiativ-convective) care in fapt ajusteaza valoarea punctului de grila ca medie a campului pe un areal mult redus, se impun calibrari ale constantelor fizice/statistice corespunzatoare noilor scari spatio-temporale rezolvate.

Scaderea precipitatilor a fost indusa aici prin:

- reglarea functiei de transfer suprafata-atmosfera (dependenta de altitudine a fluxurilor de caldura sensibila si latenta) : a fost mentinuta structura liniara dar modificata panta de transfer (Appendix A1: duce la scaderea fluxurilor in atmosfera joasa, si a ratei de racire LW a suprafetei (Fig.5a,b); aceasta domina racirea suprafetei datorate reducerii SW la suprafata (Fig.5c, absorbtia norilor) rezultand o incalzire a suprafetei; straturile de cresterea a nebulozitatii inalte se incalzesc (~400mb) iar deasupra (~300mb) apare racirea LW, (Fig5) si reducerea fluxurilor “outgoing” TOA – aprilie, Fig.5d);
- cresterea rezistentei stomatale a plantelor pentru tipurile de acoperire de teren caracteristice domeniului (duce la scaderea evapotranspiratiei si deci a formarii precipitatilor);
- cresterea valorii limita a ratei de autoconversie a apei noroase in precipitati (duce la cresterea continutului de apa in nor si deci la incalzirea atmosferei superioare (LW), si la scaderea celei precipitante - Fig.6);
- cresterea rugozitatii suprafetei (duce la scaderea vantului de suprafata si deci a aevaporarii).

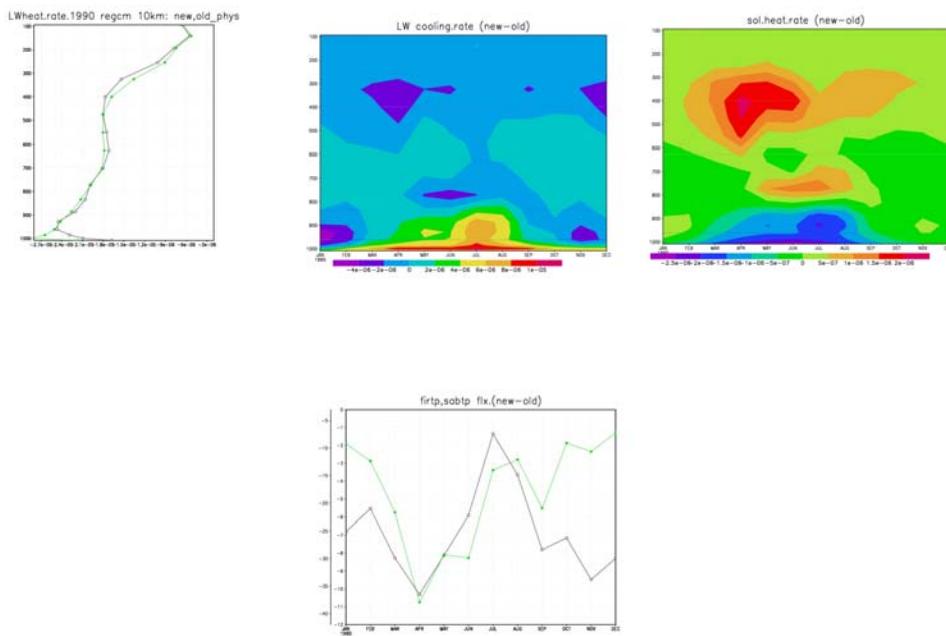


Fig.5 : rata de racire LW (valori absolute), diferente pentru rata de incalzire LW (b) si

SW (c) intre experimentele “newphys” si “oldphys”, si diferente de fluxuri IR la TOA (negru) si de absorbtie SW pe coloana (verde).

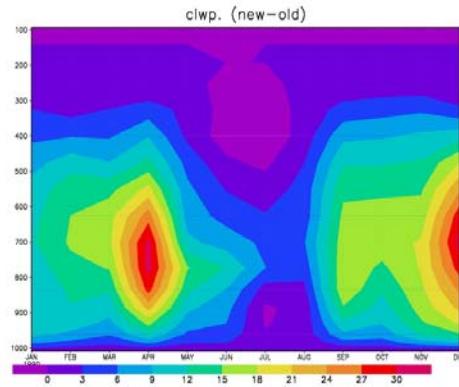


Fig.6 Diferenta de continut de apa in nor “newphys”-”oldphys”, 1990.

Rezultate

- a) nebulozitatea simulata a crescut (Fig.7) fata de Fig.4a., iar precipitatii excedentare au fost reduse cu un factor de 1/2. (Fig 7 fata de Fig.4b),

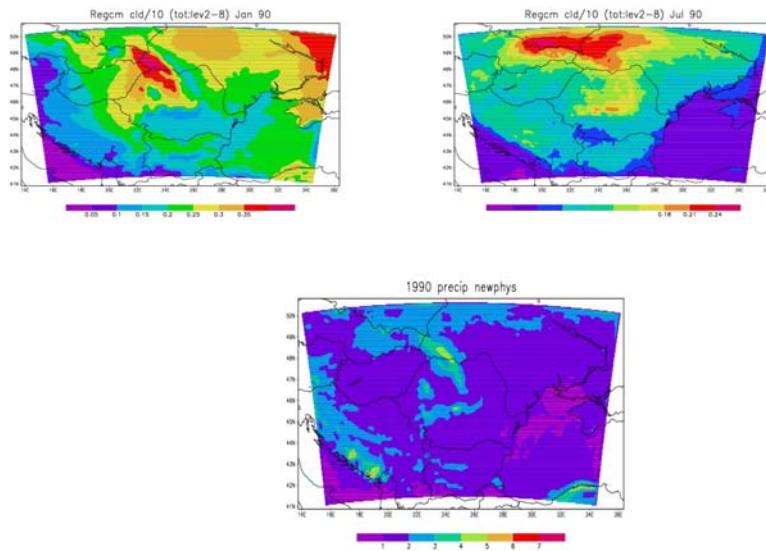


Fig.7: nebulozitate joasa/1.8. Ianuarie (stanga sus, factorul se datoreaza metodei de “maximum overlapping”), Iulie (dreapta sus) 1990 si precipitatii medii anuale 1990 (jos) cu modelul calibrat (“newphys”).

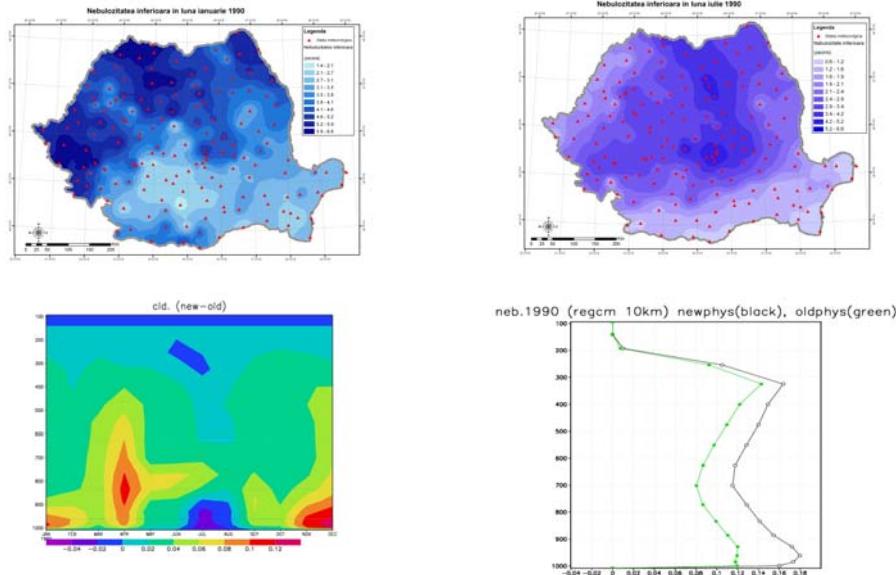


Fig.8: nebulozitate joasa observata Ianuarie, Iulie (dreapta sus), profilul diferentei de nebulozitate intre simularile numerice cu fizica noua “newphys” si veche “oldphys” (stanga) si valori absolute (dreapta).

Apendix A1:

Schema de PBL Holtslag et al. 1990:

difuzie nelocala (considera fluxuri contra-gradient : (Gamma_c) rezultate din turbioane de scara mare in mediu uscat instabil)

Fluxul turbulent vertical:

$$F_C = -K_C (d'C/d'z - \Gamma_c)$$

$$K_C = k \cdot w_t \cdot z \cdot (1 - z^{*2}/h),$$

$k = \text{const. Von Karman}$

$w_t = \text{viteza turbulentă convectivă}$ (f (viteza de frecare, inaltime, lung. Monin-Obhukov)

$h = \text{inaltimea stratului limita}$

$\Gamma_c = C \cdot \phi_0 / (w_t \cdot h)$; $C = 8.5$; $\phi_0 = \text{fluxul de: temperatura de suprafață / vaporii de apă, în PBL (0.1 h \rightarrow h)}$

$\Gamma_c = 0$, în afara PBL:

h se calculează diagnostic (pentru K_C și Γ_c):

$h = R_{\text{ICR}}[u(h)^2 + v(h)^2]/(g/TH)/9TH_v(h) - TH_s$; $u, v, TH_v = \text{vantul și temp. potentială virtuală la inaltimea PBL}$, $R_{\text{ICR}} = \text{nr. Richardson (bulk) critic}$; $TH_s = \text{temp. potentială la suprafață}$.

Relatia (1) a fost testată pentru o multitudine de dependente exponentiale, polinomiale, liniare, etc. Relatia actuală este liniară cu panata tangentei 0.25.