Seria: INZYNIERIA SANITARNA z. 29

Nr kol. 1000

Jerzy OSTRO./SKI

Politechnika Jarszawska

OCENA MOZLIWOŚCI OPISU ZDAWISK PRZEPŁY/U W WARSTWIE ATMOSFERYCZNEJ

> <u>Streszczenie</u>. Praca zawiera przeglądowy opis zjawisk przepływów turbulentnych w przyziemnej warstwie atmosferycznej, opracowany na podstawie klasycznych modeli i rozwiązań teoretycznych, stanowiących tło, na które naniesiono obrazy zjawisk wymuszonych opływem różnych pokryć terenowych.

Zwrócono uwagę na istotny wpływ zjawisk na procesy wentylacji naturalnej. Przedstawiono ich złożonośc uniemożliwiającą uzyskanie opisu teoretycznego a nawat przybliżonego modelowania doświadczalnego przepływów w tej warstwie.

W treści nawiązano do dostępnych w kraju materiałów w języku polskim [6], [8], korzystając z pozycji [6] w żakresie opisu teoretycznego. Informacje uzupełniono w oparciu o przeglądowe materiały zagraniczne [1] oraz wyniki modelowych badań autora i współpracowników [4], [5], [7], [9].

Pole i strukturę przepływów w poblizu powierzchni opływanych (warstwy przyścienne) podzielic mozna, w aspekcie procesów cieplnych zachodzących w tych przepływach, na dwie grupy. Pierwsza grupa – przepływy izotermiczne – charakteryzuje się niezmiennością lub bardzo małymi pomijalnymi zmianami temperatury. Do drugiej grupy należą przepływy, w których występują silne gradienty temperatury 1, co jest bardzo ważne, w kierunku linii sił ciążenia i pola sił masowych. Te ostatnie z kolei, w zależności od wielkości gradientu temperatury, prędkości i struktury przepływu, podzielic można na: przepływy o słabym oddziaływaniu termicznym (małe gradienty temperatury i duże gradienty prędkości` oraz przepływy o silnym oddziaływaniu termicznym (duże gradienty temperatury i małe gradienty prędkości).

v pierwszej grupie procesy mają czysto mechaniczny charakter. Ciepło wydzielane w procesie dysypacji jest pomijalnie małe i na zmianę temperatury płynu wpływa w stopniu znikomym.

/ drugiej grupie - dla pierwszego przypadku - gradienty temperatury warunkują transport ciepła, który nie wpływa jednak na strukturę turbulentną przepływu, w drugim przypadku - strumienie cieplne mogą w silnym stopniu taka strukturę kształtowac.

Pod względem ukształtowania pola prędkości rozróżnic możemy przepływy płaskie i twójwymiarowe – te ostatnie ze zróżnicowaniem kierunku przepły-

1988

wu w warstwie z uwagi na występowanie sił ciśnieniowych i/lub sił masowych. Dalsze zróżnicowanie przepływów określać mogą procesy chemiczne z wydzielaniem lub pobieraniem ciepła, ze zmianą faz i/lub składu substancji płynu przepływającego.

W tej klasyfikacji warstwa atmosferyczna stanowi jeden z bardziej złożonych przypadków. Jest w zasadzie przepływem trójwymiarowym w obszarze silnego oddziaływania termicznego o bardzo zróżnicowanych kształtach opływanego podłoża. Przepływ kształtuje się pod wpływem działania sił ciążenia i sił Coriolisa. Duże gradienty temperatury działają stabilizująco (tłumią zaburzenia) lub destabilizująco będąc źródłem dodatkowych pulsacji. Zjawiska przepływu kształtują różnorodne czynniki i zjawiska o bardzo zróżnicowanej skali – od geofizycznej począwszy, przez cykle dobowe (związane z okresową operacją słońca) i minutowe (związane z lokalnymi czynnikami termicznymi, stopniem zachmurzenia, ruchem chmur itp.). W dolnej warstwie przyściennej różnorodność pokrycia i ukształtowania terenu oraz kierunków wiatru stwarza dodatkowy, wyjątkowo złożony obraz tak z uwagi na deformacje pola prędkości (silne zróżnicowanie ukształtowania terenu), jak i intensywność i skalę generowanych zaburzeń, związaną z wielkością i ukształtowaniem pokryć naturalnych i sztucznych.

Różnorodność czynników kształtujących zjawiska przepływu w warstwie powoduje występowanie różnorodnych struktur i skal zaburzeń. Jak to wynika z rysunku 1, wyróżnić można trzy wyrażne maksima energii wiatru. Pierwsze wysokie maskimum, odpowiadające częstotliwości 30 x 10<sup>-6</sup> Hz, spowodowane jest przemieszczaniem się niżów i wyżów. Drugie maksimum – dobowe 2 x 10<sup>5</sup> Hz, związane jest z cyklem dobowym operacji słonecznej. Trzecie maksimum, o częstotliwościach minutowych, odpowiada lokalnym warunkom generacji podmuchów.

Niezależnie od powyższych maksimów obserwuje się generację różnych zaburzeń o różnej intensywności i skali w całym zakresie częstotliwości w wyniku oddziaływania podłoża. Największa intensywność tych zaburzeń wy-



Rys. 1. Widma wzdłużnych pulsacji wiatru Fig. 1. Spectra of longitudal wind pulsation

stępować będzie w określonych warunkach w okresie najsilniejszych przepływów wiatru, Generacja tych zaburzeń ma charakter głównie mechaniczny i wpływa na procesy transportu bezpośrednio w obszarze przyziemnym.

Ten charakter spektrum i oddziaływanie podłoża powoduje występowanie różnej wielkości skal turbulencji. Mikroskale mogą zmieniać się w granicach od 10<sup>-3</sup> m do 10 m. Małe skale ruchu turbulentnego wynoszą od 10 do  $10^3$  m. W tym zakresie turbulencja oddziałuje właśnie na procesy transportu i obciążenia wiatrem. Największe z kolei skale zaburzeń związane są z topografią powierzchni ziemi, niejednorodnością jej nagrzewania oraz jej ruchem obrotowym i wynoszą od 10<sup>4</sup> do 10<sup>5</sup> m. Te wielkoskalowe zaburzenia wpływają pośrednio na generację turbulencji o skalach mniejszych. Należy przy tym wziąć pod uwagę fakt, że zjawiska przepływu w warstwie przyściennej (atmosferycznej), zależą nie tylko od tarcia powierzchniowego i efektów termicznych zachodzących na powierzchni ziemi, ale także od procesów kształtujących zjawiska w górnych warstwach atmosfery.

Ze względu na zastosowania ukierunkowania badań zjawisk przepływu w warstwie są różne. Badania obciążeń wiatrem wymagają znajomości zjawisk powstających w czasie występowania wiatrów silnych i wiatrów o maksymalnych prędkościach. Dla oceny ilościowej oddziaływania wiatru potrzebna jest tu znajomość pola prędkości wiatru skal turbulencji (podmuchów) i ich intersywności oraz częstotliwości. Dla oceny procesów transportu ważniejsza jest znajomość struktury wiatrów słabych. Poprawa mikroklimatu i warunków przewietrzania osiedli, zakładów i innych skupisk ludzkich wymaga uwzględnienia warunków lokalnych, na które wpływają przepływy o skalach większych. Analiza warunków lokalnych wymaga uwzględnienia ukształtowania terenu, jego pokrycia i warunków tworzenia się termiki lokalnej.

Złożoność zjawisk przepływów atmosferycznych i ich zmienność powodują, że mimo ogromnej liczby prac i uzyskanych wyników tak teoretycznych, doświadczalnych, jak i badań w naturze, nie posiadamy wystarczających informacji pozwalających na wytłumaczenie i oszacowanie wszystkich, nieraz bardzo istotnych czynników, kształtujących strukturę wiatru, nawet tych najbardziej groźnych dla człowieka i efektów jego działalności.

Szereg informacji dotyczących pola prędkości wiatrów i struktury turbulentnej warstwy, związanej z oddziaływaniem podłoża (tarcie i efekty cieplne), uzyskać można na drodze teoretycznej przez rozwiązanie równań przepływów w tej warstwie. Postać tych równań jest zbliżona do równań klasycznej warstwy przyściennej, z tym, że występuje tu dodatkowy człon związany z istnieniem siły Coriolisa, a warunki brzegowe formułowane dla rozwiązania tych równań uwzględniać muszą specyfikę zjawisk występujących na powierzchni ziemi. Do opisu zjawisk wykorzystuje się równanie ciągłości, ruchu i energii dla przepływu uśrednionego i przepływu turbulentnego. W najbardziej zwięzłej formie zapisu równania dla ruchu uśrednionego mają następującą postać:

$$\frac{\partial u_{\underline{i}}}{\partial x_{\underline{j}}} = 0 \tag{1}$$

Automotive Manufactoria and Automotive

(2)

(3)

(4)

$$\frac{\partial u_{i}}{\partial t} + u_{i} \frac{\partial u_{i}}{\partial x_{j}} + \delta_{ijk} f_{j} u_{k} = \frac{1}{p} \frac{\partial P}{\partial x_{i}}$$

$$\Rightarrow \beta \overline{\tau}_{1} \delta_{31} + \vartheta \frac{\partial^{2} u_{1}}{\partial x_{j} \partial x_{j}} - \frac{\partial}{\partial x_{j}} \overline{u_{1}' u_{j}'}$$

$$\frac{\partial \overline{T}_{\underline{i}}}{\partial t} + u_{\underline{j}} \frac{\partial \overline{T}_{\underline{i}}}{\partial x_{\underline{j}}} = k \frac{\partial T_{\underline{i}}}{\partial x_{\underline{j}} \partial x_{\underline{j}}} - \frac{\partial}{\partial x_{\underline{j}}} (\overline{\Theta' u'_{\underline{j}}}).$$

gdzie:

- 1

- T. odchylenie temperatury od wartości standardowej,
- T temperatura średnia,
  - ⊖′ pulsacja temperatury,
  - $\beta$  parametr stabilności g/T,
- f parametr Coriolisa.

Sprowadzenie tych równań do postaci bezwymiarowej pozwala na określenie szeregu liczb podobieństwa, jak liczby Reynoldsa, liczby Prandtla, liczby Richardsona  $\frac{\Delta T_o \cdot L_o q}{T_o u_i}$ , liczby Rossby -  $\frac{u_o \Omega_o}{L_o}$ , liczby Eckerta  $u_c^2$ 

 $\frac{\sigma_0}{c_{p_0} \Delta T_0}$  a także w zależności od sposobu określenia członów turbulentnych –

turbulentnych liczb Reynoldsa i Prandtla.

Równania dla ruchu turbulentnego mają postać:

$$\frac{\partial u'_{i}}{\partial t} + u_{j} \frac{\partial u'_{i}}{\partial x_{i}} + u_{j} \frac{\partial u_{i}}{\partial x_{i}} + \varepsilon_{ijk} f_{j} u'_{k} = -\frac{1}{\varphi} \frac{\partial p}{\partial x_{i}} +$$

+ 
$$\beta \Theta'_{31} \tilde{a}_{31} + \sqrt[9]{\frac{\partial^2 u'_1}{\partial x_j \partial x_j}} - \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u'_1 u'_j}$$

$$\frac{\partial \Theta'}{\partial t} + u'_{j} \frac{\partial \Theta'}{\partial x_{j}} + u_{j} \frac{\partial \Theta'}{\partial x_{j}} + u'_{j} \frac{\partial \overline{T}_{1}}{\partial x_{j}} =$$

$$= \kappa \frac{\partial^{2} \Theta'}{\partial x_{j} \partial x_{j}} - \frac{\partial}{\partial x_{j}} (\overline{\Theta' u'_{j}}) \qquad (5)$$

$$\frac{\partial u'_{1}}{\partial x_{1}} = 0 \qquad (6)$$

Z równań tych można uzyskać tzw. równania korelacyjne (wyższych momentów statystycznych) dla ruchu turbulentnego, które pozwalają między innymi na bliższą analizę składników i ocenę zjawisk procesów turbulentnych.

Odpowiednie transformacje tych równań pozwaleją na wyprowadzenia wzorów, z których uzyskać możemy bilane energii członów pulsacyjnych. Równanie takie w uproszczonym zapisie i przy zaniedbaniu zmian horyzontalnych ma postać:

$$\frac{d\mathbf{q}}{d\mathbf{t}} = - \left( \overline{\mathbf{u}' \mathbf{w}'} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{z}} + \overline{\mathbf{v}' \mathbf{w}'} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial \mathbf{z}} \right) - \mathbf{D}_{\mathbf{f}} - \frac{1}{9} \mathbf{u}' \frac{\partial \mathbf{p}'}{\partial \mathbf{x}_{\mathbf{i}}} + \beta \overline{\mathbf{w}' \mathbf{\theta}'} - \varepsilon,$$

gdzie:

q – energia kinetyczna pulsacji turbulentnych,

D<sub>f</sub> - człon dyfuzyjny,

 $\mathcal{E}$  - człon dysypacyjny.

Odpowiednie człony tego równania określają pobór energii przepływu uśrednionego, dyfuzję, oddziaływanie pulsacji ciśnień, efekty termiczne i dysypację. Nie sprawia tu trudności ocena wpływu członu  $\overline{w'\Theta'}$ , określają-cego wpływ procesów cieplnych. Widać, że od znaku taj wielkości zależy wzrost lub spadek energii pulsacji. Dla  $\overline{w'\Theta'} < 0$  energia ulega rozproszeniu (praca przeciwko siłom ciężenia), dla  $\overline{w'\Theta'} > 0$  energia kinetyczna rośnie.

Istnieje szereg możliwych rozwiązań tych równań w zależności od stopnia uproszczenia samych równań, jak i wykorzystywanych warunków brzegowych. Obejmują one w szczególności opis tzw. planetarnej warstwy atmosferycznej dla stratyfikacji neutralnej, wykorzystanie teorii podobieństwa do analizy pola prędkości warstwy w różnych warunkach jej stateczności oraz zamknięcia różnych rzędów równań korelacyjnych. Dla opisu warstwy planetarnej zakłada się na ogół, że przepływ jest ustalony, jednorodny w płaszczyznach poziomych, sucho adiabatyczny, nie występują przepływy pionowe i pominięty jest efekt dysypacji energii turbulentnej. W takim ujęciu (Lettau'e i Blackadera) równania ruchu sprowadzają się do postaci:

$$(v - v_g) - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'w'}) = 0; \quad f(U_g - U) - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{v'w'}) = 0$$

Naprężenia Reynoldsa odnosi się do gradientu prędkości średniej i współczynników lepkości turbulentnej:

to any its year a maket involve a

a.

$$\overline{u'w'} = -k_{\rm m} \frac{\partial u}{\partial z}; \quad \overline{v'w'} = -k_{\rm m} \frac{\partial v}{\partial z};$$

Dla określenia współczynnika k przyjęto tu zależność:

$$k_{m} = 1_{(z)}^{2} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} \right]^{1/2}$$

gdzie:

$$l_{(z)} = \frac{0.4 \ z}{1 + 4(z/L_{M})^{5/4}} - d \log \acute{s} \ mieszania,$$

$$L_{M} = 0.0736 \ u_{e}/f - skala d \log \acute{s} \ ci Eckman$$

Układ równań sprowadza się wówczas do postaci:

$$\frac{u}{u_*} = F\left(\frac{f}{u_*}; \frac{u}{fz_o}\right); \quad \frac{v}{u_x} = F\left(\frac{f}{u_*}, \frac{u}{fz_o}\right),$$

gdzie:

u<sub>o</sub>/fz<sub>o</sub> - liczba Rossby,

U<sub>a</sub> – geostroficzna prędkość wiatru,

u<sub>z</sub> – prędkość dynamiczna (tarcia).

Rozwiązanie tych równań przedstawia rys. 2. Na krzywej naniesione są punkty odpowiadające punktom hodografu prędkości, na którym odczytać można odchylenia wiatru od kierunku geostroficznego (stycznego do izobar). Rysunek 3 przedstawia zmiany współczynnika oporu powierzchniowego  $u_{\sharp}/U_{g}$ i kąta odchylenia prędkości  $\alpha_{o}$  w funkcji liczby  $R_{o}$ .

Dla celów inżynierskich i badań modelowych, w których efekt siły Coriolisa nie jest stymulowany, przyjmuje się do opisu pola prędkości w warstwie wykładniczy wzór Karmana:  $\frac{u}{U_g} = \left(\frac{z}{z_g}\right)^{1/n}$ , gdzie 1/n - wykładnik potęgi zależny od "chropowatości" powierzchni. Zależny on jest również od współczynnika z<sub>n</sub>, określonego empirycznie w zależności od rodza-

f







Rys. 3. Współczynnik oporu powierzchniowego U/U $_g$  i kąt $\propto$  Fig. 3. Surface resistance coefficient U/U $_g$  and the angle  $\alpha$ 

z<sub>q</sub> dla

jest

nek 4 określa zależność współczyn-

Ziawiska zwiazane ze statecz-

nika 1/n,z i wielkość

różnego rodzaju pokryć tereno-

nościa przepływu określane sa

wielkoście członu korelacyjnego,

będącego miarą efektów cieplnych. Ocena zaburzeń spowodowanych wzro-

stem temperatury dokonane może być w wyniku prostej analizy.

ju pokrycia powierzchni (określa wielkość odsuniecia punktu zerowego krzywej predkości od powierzchni ziemi), z, jest grubościę warstwy. | Rysu-

wych.

300 Jeżeli przyjmiemy, że 😔 temperaturą zaburzenia, l\_ - mia-250 rą wielkości zaburzenia, 10 10 czasem trwania zaburzenia, Zo  $l_z/\tilde{\iota}_z = v_z$  - miarą prędkości, to otrzymamy, że: Fig. 4. Friction lenght energia zaburzenia q, jest proporcjonalna do  $v_{j}^{3}/l_{j}$ ,

- energia tracona na skutek lepkości -  $q_7 \sim v_7^2/l_7^2$ , - q<sub>za</sub> ~ g <sup>w</sup>z, v<sub>z</sub>. - energia tracona w polu ciążenia Jeżeli zaburzenie ma zanikać, to  $q_z < q_z \circ + q_{zq}$ . Jeżeli założymy, że  $q_{zq} \ll q_{zQ}$ , to musi być:

$$q_z < q_{z,\varphi}; \quad v_z^3/l_z < \circ v_z^2/l_z^2; \quad \frac{v_z \cdot l_z}{\circ} < 1,$$

czyli, że liczba Reynoldsa musi być mniejsza od jedności. Jeżeli przyjmiemy założenie odwrotne: q<sub>zą</sub> >> q<sub>z</sub>,

$$q_z < q_{zg}; \quad \frac{v_z^3}{I_z} < \frac{g}{\Theta} \cdot \Theta_z v_z,$$

wówczas:

$$\frac{g \Theta_z \cdot l_z}{\Theta v_z^2} > 1,$$

a więc liczba Richardsona musi być duża.



Wynika stęd, że tłumienie zaburzeń występuje w przypadku małych liczb Reynoldsa i dużych liczb Richardsona, a intensyfikacja przy odwrotnym stosunku tych wielkości.

Kryterium ststeczności termicznej warstwy określić można z równania energii. Wprowadzając na miejsce członu korelscyjnego zależność  $\overline{w'\Theta'} = k_{\Theta} \frac{d\Theta}{dz}$  gdzie  $k_{\Theta}$  – współczynnik turbuletnej dyfuzji temperatury, otrzy-mamy:

$$\frac{dq}{dt} = k_m \left[ \left( \frac{dU}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dV}{dz} \right)^2 \right] (1 - R_1) + D_t - \delta = 0,$$

gdzie:

$$R_{i} = -\beta \frac{k_{0}(d\Theta/dz)}{k_{m}\left[\left(\frac{dU}{dz}\right)^{2} + \left(\frac{dV}{dz}\right)^{2}\right]} - dynamiczna liczba Richardsona.$$

Jeżeli przyjąć, że strumień cieplny jest proporcjonalny do członu dyfuzji turbulentnej i ć jest współczynnikiem proporcjonalności, równania może przyjąć postać:

$$\frac{dq}{dt} = k_m \left[ \left( \frac{dU}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dV}{dz} \right)^2 \right] (1 - 6R_1) - \epsilon$$

Jak widać, wobec $k_{\rm m}^{~}>0$ i małej wartości &, warunkiem generowania turbulencji dq/dt>0jest więc $R_{\rm q}<1/6$ 

Uniwersalna rozkłady temperatury i prędkości wiatru dla różnych przypadków niestateczności warstwy otrzymać można w oparciu o kryteria podobieństwa Monina-Obukowa. Kryteria podobieństwa oparte są na założeniu, że rozkłady temperatury zależą od współczynnika stateczności  $\beta$ , prędkości dynamicznej u<sub>\*</sub>, pionowego turbulentnego strumienia ciepła H<sub>a</sub> i wysokości z. Wówczas gradienty prędkości i temperatury będą funkcją – f( $\beta$ , u<sub>\*</sub>,  $\frac{H_o}{c_p}$ , z). Z analizy wymiarowej otrzymuje się stąd jedną tylko wartość bezwymiarową:

$$\xi = -k \frac{z\beta H_o}{u_s^3 c_p \rho} = \frac{z}{L_*} = \frac{v^3}{k^2 \rho T^*},$$

 $gdzie - L_{*} = \frac{-U_{*}^{2}c_{D}P}{K \cdot \beta \cdot H_{0}}; \quad T_{*} = -\frac{H_{0}}{kc_{D}P}$ 

Stęd otrzymać można zależności:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{U_*}{kL_*} \cap (\xi); \quad \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{T_*}{L_*} g_0(\xi),$$

gdzie:

- g<sub>11</sub>, g<sub>0</sub> funkcje uniwersalne;
  - nosi nazwę skali Monina-Obukowa,
- T<sub>\*</sub> temperatura tarcia. Skala ta określa stateczność termiczną.

Z podanych powyżej wzorów wynikają zależności: dla równowagi obojętnej, gdy  $H_0 = 0$ , to  $L_{\pm} \rightarrow \infty$ ,  $\beta = 0$ ,  $T_x = 0$  dla równowagi chwiejnej  $H_0 > 0$ mamy  $L_{\pm} < 0$ ,  $\beta < 0$ ,  $T_{\pm} < 0$  a dla równowagi trwałej, gdy H < 0,  $L_{\pm} > 0$ ,  $\beta > 0$ ,  $T_{\pm} > 0$ . Z warunków tych określić można funkcje uniwersalne, a stęd po scałkowaniu rozkłady prędkości, które opisywane będą dla równowagi obojętnej krzywą logarytmiczną, dla równowagi chwiejnej krzywą wykładniczą, a przy równowadze trwałej prędkość będzie się zmieniać liniowo z wyśokością. Znajomość funkcji uniwersalnych pozwala również na określenie intensywności energii kinetycznej pulsacji i wartości turbulentnego strumienia ciepła  $\overline{w'0'}$ . Rozkłady zmian składowych pulsacji energii przedstawione są na rys. 5 (Crammer 1967 r.).

Dla opisu zjawisk nieustalonych, zmiennych w czasie warunków termicznych i głębszej analizy struktury turbulentnej, zastosowania mają rozwiązania numeryczne układów równań korelacyjnych wyższych rzędów. Otrzymujemy z nich tylko jakościowy obraz zjawisk, ponieważ i w tym przypadku wprowadzenie do warunków brzegowych wiarygodnych (dla istniejących zróżnicowanych rodzajem pokrycia) wielkości tarcia i strumieni cieplnych nie jest możliwe. Równania takie dawać mogą poprawne rozwiązanie ilościowe jedynie przy przepływach wiatru nad dużymi obszarami o jednorodnej strukturze powierzchni ziemi.

W załączeniu przedstawiono szereg wyników analiz teoretycznych i wyników badań eksperymentalnych, dotyczących kształtowania się rozkładów energii turbulentnej dla różnej stratyfikacji cieplnej.

Rysunek 5 przedstawia zależność składników energii kinetycznej pulsacji turbulentnych w zależności od parametru § [6].

Rysunek 6 przedstawia widma energii dla różnej stratyfikacji cieplnej, otrzymane z badań eksperymentalnych (Kaimal i inni [1]).

Rysunek 7 przedstawia zmiany współczynnika lepkości turbulentnej z wysokością odpowiednio dla powierzchni gładkiej, chropowatej i równowagi chwiejnej [6].

Rycunek 8 przedstawia wyniki obliczeń dwoma metodami pola prędkości w warstwie i otrzymane rozkłady energii kinetycznej pulsacji [6].

Rysunek 9 ilustruje zmiany intensywności pulsacji z wysokością wywołane niestatecznością cieplną warstwy [6].

Rysunek 10 przedstawia widma energii pulsacji dla różnych przypadków stratyfikacji [6].

Rysunek 11 przedstawia zmiany energii kinetycznej pulsacji w wyniku wzrastajęcej operacji słonecznej [6].



Rys. 5 Fig. 5



Rys. 6. Widma pulsacji pionowych w warstwie stmosferycznej (L – skala Monina – obokowa)

Fig. 5. Spectra of vertical pulsation in the atmospheric layer (L-Monin Obokow scale)



Fig. 7



Rys. 8. Porównanie wyników Levelena i Deardoo (wg [6]) Fig. 8. Comparison of results of Levelen and Deardoo (cf. [6])



Rys. 9. Zmiana intensywności pulsacji jako funkcja wysokości Fig. 9. The change in the intensity of pulsations as a function of height







Rys. 11. Dzienne zmiany pulsacji związane z działaniem słońca Fig. 11. Daily pulsation changes connected with solar operation (cf. [6])

1130-1630 31 sierpien 64 SYMBOL WYSOKOSCI 0.3 2000 1 000 500 200 0 100 Ew (K) . 50 0.2 0.1 liczba tolowa m Rys. 12 Fig. 12

Rysunek 12 ilustruje zmiany widm energii pulsacji z wysokością. Widać wyraźnie maksima na wysokości 100-200 m nad ziemią [1].

Jak widać z przedstawionych rysunków, otrzymane z obliczeń teoretycznych wyniki weryfikowane są przez dane eksperymentalne. Dotyczy to jednak specyficznych przypadków przepływów terenowych, np. dane na rys. 6 uzyskano w obszarach stepowych (stan Cansas w USA).

W ocenie możliwości zastosowania rozwiązań teoretycznych do zjawisk zachodzących w skali lokalnej istotne jest ustosunkowanie się do następujących spraw.

Pierwszą jest sprawa uśrednienia zjawisk turbulentnych. Przyjęte w rozwiązaniach teoretycznych założenie ergodyczności wymaga, z uwagi na charakter zjawisk, uśrednienia w bardzo długich przedziałach czasu, przekraczających wielokrotnie czas trwania większości ważnych procesów zachodzących w atmosferze i wpływających w sposób istotny na warunki lokalne.

Drugą sprawą jest przyjęcie stałych warunków na górnej granicy warstwy, co izoluje tę warstwę od wpływu procesów zachodzących powyżej i przenikających w głąb tej warstwy.

Sprawą trzecią, wyjątkowo ważną (co poruszano już powyżej), są zbyt uproszczone założenia, dotyczące warstwy dolnej Prandtla i wpływu pokrycia. Dwa parametry nie pozwalają jednak na przybliżone opisanie pola prędkości i jego struktury w tej warstwie, w której większość procesów mających najistotniejszy wpływ na te zjawiska jest determinowane ukształtowaniem terenu i rodzajem pokrycia. V zależności od rodzaju pokrycia zmieniać się będzie grubość podwarstwy i jej struktura, a efekty te w sposób znaczący zaburzać będą przepływ i w samej warstwie Eckmana. Dodatkowo w tym obszarze odczuwalne są efekty "małej termiki", związane z poziomym rozkładem temperatur, co w sposób istotny rzutuje na lokalny mikroklimat.

Zmiany ukształtowania pokrycia wpływać będą na ukształtowanie pola prędkości w zależności od kształtu i konfiguracji elementów pokrycia – ich przepuszczalności i innych parametrów. Generowane przez pokrycie zaburzenia nakładające się na zaburzenia generowane w obszarach nawietrznych zmieniać będą strukturę i widma tych zaburzeń, co wpływać będzie, poza deformacjami samego pola przepływu, na procesy kształtowania się pola prędkości. Dopiero znajomość tych zjawisk nałożona na tło przepływu w warstwie z uwzględnieniem oddziaływania zjawisk atmosferycznych większej skali pozwolić może na otrzymanie obrazu oddającego lepiej przebieg zjawisk rzeczywistych.

Otrzymanie takiego obrazu wymaga badań modelowych i pomiarów terenowych w określonych warunkach lokalnych. Badania takie muszą obejmować różnego rodzaju zjawiska opływu pokryć terenowych naturalnych i sztucznych z uwzględnieniem tak geometrii zabudowy, jak i ukształtowanie terenu. Uwzględniać trzeba również zjawiska nieustalonych opływów pokryć terenowych w czasie podmuchów i termikę lokalną.

Zmienność warunków termicznych i kierunków przepływu oraz różnorodność struktur nie pozwolą także i w tym przypadku na uzyskanie wystarczającej liczby informacji potrzebnych do pełnego i ilościowego opisu zjawisk. Niemniej, informacje uzyskane z takich badań i pomiarów mogą pozwolić na znalezienie rozwiązań, które przez dobór odpowiedniej geometrii i rodzaju pokryć mogą poprawić lokalne warunki przewietrzania i żmniejszyć niekorzystne efekty oddziaływania wiatri. Poniżej przedstawiono i onów ono kilka przypadków możliwości takiego oddziaływania.



Rys. 13. Zmiany rozkładów koncentracji dla różnych wysokości komina Fig. 13. Changes of ratio distributions for distribution for different heights Na rysunku 13 przedstawiono wpływ strefy oderwania za opływanym obiektem na rozkład kocentracji zanieczyszczeń wyrzucanych z różnych wysokości kominów. Pokazane rozkłady koncentracji uwidaczniają wpływ zaburzeń generowanych przez obiekt na proces dyfuzji w otoczeniu miejsca emisji. Dopiero przy wysokości komina dwukrotnie przewyższającej wysokość obiektu – efekt ten zanika.

Jak wynika z różnych badań, można np. intensyfikować przewietrzanie stref zanieczyszczeń przez odpowiednie zróżnicowanie wysokości budynków i ich konfiguracje w otoczeniu tych stref (np. skrzyżowania ulic o dużym ruchu w miastach). Wysokie budynki powodują na stronie nawietrznej spływanie napływających mas powietrza w dół, a po stronie zawietrznej w strefie podciśnień zasysanie powietrza u podstawy i wynoszenie do góry. Intensywność tego procesu zależy od rozkładu prędkości wiatru i wielkości obiektów. Niezależnie od zaburzeń generowanych opływem samych obiektów wywołuje to pionowe ruchy mas powietrza wnikających w obszar warstwy, zmieniając pole prędkości w znacznym lokalnie obszarze. Takie lokalnie wymuszone przepływy zmieniają również wyraźnie strukturę turbulentną w obszarze ich oddziaływania [4], [7].

Pokrycia naturalne, drzewa, krzewy, w zależności od ich konfiguracji i gęstości rozmieszczenia, mogą także wymuszać widoczne zmiany pola przepływu i ger.-rować zaburzenia zmieniające strukturę i intensywność zaburzeń turbulentnych. Właściwe rozmieszczenie różnych konfiguracji pokryć zielonych pozwala na ukształtowanie lokalnych przepływów w sensie oddziaływania mechanicznego i termicznego. Rozległe pokrycia naturalne wnikają wysoko w strefę warstwy powierzchniowej (rys. 14), np. pasmo lasu o długości 1 km generuje zaburzenia uwidaczniające się do wysokości 100 m.

Istotne znaczenie dla procesów dyfuzji mają efekty ukształtowania przestrzennego i nieustaloności przepływów (podmuchy wiatru). W pierwszym przypadku w strefach zaburzeń występują wyraźne zróżnicowania struktury turbulentnej wpływające na procesy transportu w tych obszarach. W przypadku drugim obserwuje się zmiany ukształtowania pola przepływu, w szczególności wielkości stref oderwań [4], [9].

Podmuchy wiatru wpływają w sposób istotny wywołując zmiany wielkości stref oderwania, co zwiększa przewietrzanie tych stref.

Na rysunku 15 i 16 pokazano opływy obiektu w czasie trwania podmuchu w okresie przejścia fali podmuchu nad obiektami w okresie ustawania podmuchu. Widać na nich wyraźnie zróżnicowanie wielkości strefy oraz złożony obraz pola prędkości wskazujący na intensyfikację zaburzeń generowanych przez ten obiekt w okresie podmuchu w stosunku do warunków opływu ustalonego.

Badania prowadzone nad generacją turbulencji w trakcie podmuchów wskazywały na wyraźną intensyfikację zaburzeń turbulentnych i wyrażną tendencję wynoszenia ich ku górze, co jest Zjawiskiem pozytywnym z punktu widzenia procesów dyfuzyji [4].



Rys. 14. Wykres opływu obszaru zalesionego Fig. 14. Diagrem of the forest zone flow around

117



118

Rys. 16. Przykład opływu w czasie trwania podmuchu t = 1,2 - czas trwania podmuchu

Fig. 16. An example of the flow around in the time of the blow t = 1,2 - duration time of the blow

Rysunek 17 [9] wyjaśnia mechanizm pękania strefy oderwania przedstawiony schematycznie na rys. 18 [9]. Na wykresie tym przedstawiono zmiany ciśnień mierzone na powierzchni ziemi i w obszarze nad obiektem (linia kreskowana). Widać wyraźnie, że w przypadku przejścia fali ciśnieniowej związanej z podmuchem występują wyraźne różnice ciśnień pomiędzy ciśnieniami przy ziemi (w strefie zawietrznej) a ciśnieniem w strumieniu opływającym. W pierwszym okresie ciśnienie w fali jest większe a następnie mniejsze niż ciśnienie przy ziemi. Ta zmiana ciśnień powoduje niestateczność przepływu prowadzącą do "pęknięcia strefy", a tym samym wyniesienia mas powietrza z obszaru o małej przewietrzalności.

Na ukształtowanie przepływu i struktury turbulentnej śladu wpływać można przez dobór odpowiedniej konfiguracji geometrycznej zabudowy, wymuszając w wyniku wzajemnej interferencji obiektów intensyfikacje przepływu w obszarach o większym stopniu zanieczyszczenia względnie zmniejszenie



Rys. 17. Zmiany rozkładu ciśnień w strefie oderwania Fig. 17. Changes of pressure distribution in the break away zone



Rys. 18. Schematyczne przedstawienie pękania strefy oderwania Fig. 18. The diagram of the cracking in the break away zone



Rys. 19. Zmiany intensywności składowej wzdłużnej pulsacji podczas podmuchu (4) – wzrost pulsacji obserwuje się w górnym obszarze warstwy, t=1,0 dla ruchu ustalonego

Fig. 19. Intensity changes of the longitudal component of the pulsation during the blow (4) increase of the pulsation may be seen in the upper area of the layer, t = 1,0 - for the steady state movement

intensywności przepływów w obszarach, gdzie przepływy te mogłyby być uciążliwe dla mieszkańców.

Przy omawianiu efektów oddziaływania podłoża nie poruszano kwestii obciążeń wiatrem elementów zabudowy. Obciążenia te, związane z intensywnością wiatru, quasi-statyczne – powstające w wyniku oddziaływania uśrednionego pola prędkości i dynamiczne – związane z generacją zaburzeń własnych lub/i generowanych w strefie nawietrznej w sposób istotny zależą od czynników kształtujących przepływy bezpośrednio w obszarze przewietrzanym. Zjawiska te wymagają oddzielnego omówienia. W tym miejscu należy jednak podkreślić, że uzyskiwane z obliczeń, czy w oparciu o empiryczne współczynniki standardowe rozkłady prędkości (rys. 4) mają w strefie przyziemnaj większe niż w rzeczywistości wypełnienie profilu prędkości i większe średnie gradienty. Stąd też przyjmowanie tych profili dla obliczeń normatywnych obciążenia wiatrem prowadzi na ogół do przewymiarowania wytrzymałościowego konstrukcji i nadmiernego zużycia materiału. Uwzględnienie warunków lokalnych prowadzić by mogło do znacznych oszczędności materiałów.

Krótka prezentacja przepływów w warstwie atmosferycznej, z naświetleniem korzyści i niedostatków analiz teoretycznych oraz omówionych przykładowo kilku przypadków przepływu w bezpośredniej bliskości ziemi, ma na celu zwrócenie uwagi na konieczność badań tych ostatnich. Te bowiem właśnie przepływy i zjawiska, pomijane ze zrozumiałych względów przy badaniach zjawisk meteorologicznych, odgrywają główną rolę w procesach transportu, szczególnie przy emisji niekiej, jak i determinują obciążenia obiektów i konstrukcji.

## LITERATURA

- [1] Cermak J.: Application of Fluid Mechanics in Wind Engineering (A Freeman Scolar Winter Annual Meeting 1974).
- [2] Monin A.: Turbulence Atmospheric Boundary Layer, Proceedings of International Symposium Kyoto, Japonia wrzesień 1966.
- Monin A., Obukov: Osnownje zakonomernosti turbulentnogo premesiwania w prizemnom słoje atmosfery.
- [4] Ostrowski J., Wojciechowski J.: Turbulence Generation in Unsteady Flows, Structure and Mechanism of Turbulence. Lecture Note on Physics 1977 Springer Verlag.
- [5] Ostrowski J., Sierputowski P.: Badania modelowe opływu wiatrem zabudowy osiedli, Człowiek i Środowisko 6/3-4, 1982, ss. 351-370.
- [7] Wojciechowski J., Ostrowski J.: Wpływ przeszkód na kształtowanie opływu obiektów w przepływie ustalonym i nieustalonym ABM 1978. Zeszyt 1.
- [B] Zeidler, Kitajgrodzki: Teoria podobieństwa w dynamice płynów. PWN, Warszawa 1983.
- [9] Sierputowski P., Ostrowski J.: Badania modelowe obciążeń bryły nieopływowej w nieustalonym przepływie ze ścinaniem, ABM 1978. Zeszyt 1.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ СПИСАНИЯ ЯВЛЕНИЯ ПОТОКОВ В АТМОСФЕРНОМ СЛОЕ

## Резюме

В работе содержится описание явлений турбулентных потоков в приземном атмосферном слое, полученое путём классического теоретического решения представляющего собой фон, на котором нанесены изображения явлений вынужденых обтеканием разных "шереховатостей" поверхности земли.

придаётся внимание основному влиянию явлений приземных потоков на процессы естественной вентиляции, как и на сложность этих явлений, препятствующие в их теоретическом описании и осложняющую даже приблизительное экспкриментальное моделирование,

В работе использованы имеющиеся в Польше материалы на польском языке [6, 6]. Сведения пополнены обзорными иностранными материалами (1) как и результатами модельных исследований автора и его сотрудников [4, 5, 7, 9].

EVALUATION OF THE POSSIBLE MODEL OF THE FLOW PHENOMENA IN THE ATMOSPHERIC LAYER

## Summary

The survey paper of the turbulent flow phenomena in atmospheric boundary layer is presented. The description is based on the classical theoretical solutions. The theoretical solutions are confronted with the flow phenomena generated in the lower part of the layer by the natural and artificial cover of the surface of the earth.

The special attention is colled to these phenomena influenced strongly the processes of the natural ventilation there is underlined their complexity, what causes that the theoretical description is impossible, and even the approximate experimental modelling is very difficult.

The presented information are related to two titles in Polish available in the country [6], [8], a survey foreign papers [1] and the results of the test conducted by the author and his collaborators [4], [5], [7], [9].