7.3.1 地衡流

境界層の流れを論じた 4.4.2 節内の指示に従い，まず粘性の働かない内部境界での解 $(u_{\rm g}, v_{\rm g})$ を求めよう．

ナヴィエ - ストークス方程式 (7.19) と (7.20) で，粘性項を無視し，ロスビー数が小さいとして線形化すると，f 面近似下では

$$-f_0 v_{\rm g} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x}, \tag{7.42}$$

$$f_0 u_{\rm g} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial y} \tag{7.43}$$

と書ける．コリオリ力と圧力傾度力とが釣り合ったこの流れを，**地衡流** (geostrophic current) または地衡風 (geostrophic wind) と呼ぶ．

[Note - 7.5]

なお，台風のように速度が早い場合には，線形化による移流項の無視ができなくなる．例えば，渦状の構造を平面極座標で考えてみると，r 方向の力の釣り合いは，圧力傾度力 $(1/\rho_0)\partial p/\partial r$ とコリオリ力 fu_θ に加えて，求心力に相当する移流項 u_θ^2/r を考えなければならない．高気圧性の渦の場合にはコリオリ力と求心力が同じ方向，低気圧性の渦の場合には逆方向となるため，後者の場合には地衡流よりも小さい流速で圧力傾度力と釣り合ってしまうが (subgeostrophic)，前者の場合には地衡流よりも大きい流速となることができる (supergeostrophic)．求心力まで含めて考える地衡風のことを，**傾度風** (gradient wind) と呼ぶ．

また，(7.42) と (7.43) は，圧力 p が静水圧平衡にあることから，上端面の凹凸 η を用いて

$$-f_0 v_{\rm g} = -g\frac{\partial \eta}{\partial x}, \tag{7.44}$$

$$f_0 u_{\rm g} = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} \tag{7.45}$$

と書くこともできる．これらの式は，流体の上端面に定常的な凹凸 η が存在し，その勾配に応じた地衡流が流れていることを意味している．例えば北半球 $(f_0 > 0)$ では，南よりも北で η が低ければ $-g\partial\eta/\partial y > 0$ より $u_{\rm g} > 0$ となり東向流となる．このように，地衡流の流向は流体上面 η の勾配に直交しており，